



**HOJA GEOLÓGICA E. 1:200.000**  
**76 CÓRDOBA**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas bajo Normas, Dirección y Supervisión del IGME, y cofinanciadas mediante Convenio de Colaboración con el IGME por la CEIC de la Junta de Andalucía, habiendo intervenido en su realización los siguientes autores:

Jerónimo Matas (IGME)

Luis Miguel Martín Parra (IGME)

Francisco José Roldán (IGME)

Ángel Martín-Serrano (IGME)

Dirección y Supervisión del IGME:

Luis Miguel Martín Parra (IGME)

Análisis Químicos:

Laboratorios del IGME

## ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN .....	12
1.1. Situación Geográfica y Encuadre Geomorfológico .....	12
1.2. Situación geológica y Antecedentes .....	14
2. ESTRATIGRAFÍA.....	36
2.1. Zona Surportuguesa .....	36
2.1.1. Dominio del Pulo do Lobo.....	37
2.1.1.1. Grupo Ferreira-Ficalho .....	38
2.1.1.1.1. Fm Horta da Torre (27, 26).....	38
2.1.2. Dominio de la Faja Pirítica Ibérica .....	39
2.1.2.1. Unidad de La Minilla (25) .....	41
2.1.3. Cuenca del Viar.....	42
2.1.3.1. Megasecuencia inferior .....	44
2.1.3.1.1.- Conglomerados heterométricos polimícticos y angulosos rojo-violáceo (28) .....	44
2.1.3.2. Megasecuencia superior .....	45
2.1.3.2.1.- Alternancia de conglomerados, areniscas y lutitas rojas (29, 31) con arenas, lutitas y carbonatos de tonos grises y policolores (30,32, 33)45	
2.2. Zona de Ossa-Morena.....	47
2.2.1. Flanco N y núcleo del Antiforme de Olivenza-Monesterio .....	47
2.2.1.1. Serie Negra.....	47
2.2.1.1.1. Esquistos y cuarzoquistos biotíticos (40) con intercalaciones de ortogneises (41), anfibolitas (42) y metavulcanitas ácidas (43). Sucesión Montemolín .....	48
2.2.1.1.2. Metagrauvacas, cuarzoquistos, pizarras y tobas (44) con intercalaciones de metavulcanitas ácidas (43) y metabasitas (45). Sucesión Tentudía.....	49
2.2.1.2. Grupo Malcocinado.....	50
2.2.1.2.1. Pizarras, areniscas y tobas (46) con intercalaciones de metacineritas (47). .....	51
2.2.1.2.2. Tobas y metatobas de afinidad andesítica (48) con intercalaciones de conglomerados volcanoclásticos (49) y calizas (50) .....	52

2.2.1.2.3. Metavolcanitas básicas e intermedias (51) y ácidas (52)....	52
2.2.1.3. Pizarras, sericíticas, metacineritas y carbonatos (67). Loma del Aire	53
2.2.1.4. Fm Torreárboles (Serie Detrítica Inferior del Cámbrico inferior)	54
2.2.1.4.1. Arcosas con intercalaciones de pizarras (55) y conglomerados (56). Tramo inferior .....	55
2.2.1.4.2. Pizarras, arcosas y arenitas (57). Tramo superior .....	56
2.2.1.4.3. Metarcosas, pizarras y arenitas (58). Fm Torreárboles indiferenciada .....	57
2.2.1.4.4. Andesitas de Córdoba (59) .....	58
2.2.1.5. Tramo carbonatado del Cámbrico inferior .....	58
2.2.1.5.1. Alternancia de calizas y pizarras (62) con intercalaciones de vulcanitas (64, 65) .....	59
2.2.1.5.2. Calizas masivas (63) .....	60
2.2.1.6. Serie Detrítica superior del Cámbrico inferior .....	61
2.2.1.6.1. Pizarras verdes (79) con intercalaciones de calizas (81), metarenitas y/o cuarcitas (82) y rocas vulcanosedimentarias (83). Capas de Benalija .....	62
2.2.1.6.2. Pizarras y grauvacas (66). Capas del Arroyo Tamujar .....	64
2.2.1.7. Pizarras areniscas y cuarcitas (84, 85). Fm Los Villares. Cámbrico medio	65
2.2.1.8. Pizarras negras y verdes con intercalaciones de areniscas cuarcíticas (86) y calizas (87). Ordovícico del Sinclinal del Valle .....	66
2.2.1.9. Liditas y pizarras negras (88). Silúrico .....	69
2.2.1.10. Lutitas oscuras (89). Devónico .....	70
2.2.1.11. Calizas fosilíferas (90). Devónico .....	70
2.2.2. Unidad de Azuaga-Sierra Albarrana .....	71
2.2.2.1. Micaesquistos y cuarzoquistos (68) con intercalaciones de lentejones de cuarzoarenitas (69). Fm Albariza .....	71
2.2.2.2. Pizarras y grauvacas (70) con intercalaciones de cuarcitas (71) y niveles de areniscas (72). Fm Azuaga .....	72
2.2.3. Flanco S del Antiforme Olivenza-Monesterio .....	73

2.2.3.1. Piroclastitas y epiclastitas ácidas (60) con intercalaciones de riolitas y tobas cristalinas (61). Sucesión de Bodonal .....	73
2.2.3.2. Alternancia de calizas y pizarras (62, 63) con intercalaciones de volcanitas (64). Tramo carbonatado del Cámbrico inferior .....	75
2.2.3.3. Serie Detrítica Superior del Cámbrico inferior .....	76
2.2.3.3.1. Alternancias de Cumbres (76, 77, 78). Cámbrico inferior..	76
2.2.3.3.2. Areniscas de grano fino y pizarras (80). Puebla de los Infantes .....	78
2.2.4. Domo de Lora del Río.....	78
2.2.4.1. Serie del Huéznar (73, 74, 75). Cámbrico inferior-medio .....	79
2.2.4.2. Migmatitas, gneises y esquistos biotíticos (37) con intercalaciones de anfibolitas (39).....	80
2.2.4.3. Gneises con intercalaciones de metavulcanitas (38) y anfibolitas (39). Fm José Torán.....	82
2.2.5. Dominio Évora-Aracena .....	83
2.2.5.1. Unidad de Moura-El Cubito.....	83
2.2.5.1.1. Micaesquistos y metavulcanitas (34) con intercalaciones de ampelitas, lutitas negras y liditas (35). Fm El Cubito .....	85
2.2.5.1.2. Metabasitas y anfibolitas (36). Fm El Cubito.....	86
2.2.5.2. Grupo de Fuenteheridos .....	87
2.2.5.2.1. Esquistos y cuarzoquistos biotíticos (40). Sucesión Montemolín (Fm La Umbría, Serie Negra).....	87
2.2.5.2.2. Calizas y dolomías (53). Carbonatos de Aracena .....	88
2.2.5.2.3. Tobas, metavulcanitas ácidas y calizas (54). Vulcanosedimentario de Aracena.....	89
2.3. Zona Centroibérica. Dominio de Obejo-Valsequillo.....	90
2.3.1. Pizarras laminadas y cuarcitas (71). Fm Azuaga .....	91
2.3.2. Esquistos y cuarzoquistos biotíticos (91). Unidad del Hoyo.....	92
2.4. Depósitos sin-orogénicos a tardi-orogénicos variscos.....	95
2.4.1. Pizarras, areniscas y grauvacas (92) con lentejones de calizas (93). Fm Terena	95
2.4.2. Complejo Vulcanosedimentario de La Campana-Erillas-El Paredón (Cuenca de Benjarafe) (94, 95, 96, 97).....	96
2.4.2.1. Conglomerados (94). Cuenca de Benjarafe.....	97

2.4.2.2.	Pizarras, areniscas y capas de carbón (95). Cuenca de Benajarafe	98
2.4.2.3.	Andesitas y pórfidos cuarzomonzodioríticos (96) Complejo Volcánico de La Campana. Alineación Magmática Villaviciosa-La Coronada.	98
2.4.2.4.	Volcanitas ácidas de Ceperuela (97). Complejo Volcánico de La Campana. Eje Magmático Villaviciosa-La Coronada.....	99
2.4.3.	Culm del Guadiato y Carbonífero de Villanueva del Río.....	100
2.4.3.1.	Brechas heterolíticas basales (100). Fm Culm del Guadiato	100
2.4.3.2.	Pizarras y areniscas (98) con intercalaciones de rocas volcánicas intermedias a básicas (99) y calizas (101). Culm del Guadiato y Carbonífero de Villanueva del Río.....	101
2.4.4.	Areniscas y conglomerados (102). Cuenca de San Nicolás del Puerto	105
2.5.	Mesozoico-Cenozoico .....	106
2.5.1.	Introducción .....	106
2.5.2.	Bloques y materiales procedentes de las zonas externas .....	108
2.5.2.1.	Bloques y materiales de edad triásica. Triásico (107 a).....	111
2.5.2.2.	Bloques y materiales de edad jurásica (107b).....	112
2.5.2.3.	Bloques y materiales de edad cretácico-terciario (107c) .....	112
2.5.2.3.1.-	Margas blancas y calizas margosas. Cretácico inferior (103) .....	112
2.5.2.3.2.-	Calizas margosas rosadas, blancas y verdes. Calizas grises con sílex. Cretácico superior-Eoceno (104 y 105) .....	113
2.5.2.3.3.-	Margas y margocalizas blancas. Areniscas y calcarenitas. Oligoceno-Aquitaniense inferior (106) .....	113
2.5.3.	El relleno sedimentario de la cuenca del Guadalquivir.....	114
2.5.3.1.	Unidad Olistostrómica .....	115
2.5.3.1.1.-	Olistostromas y debritas con olistolitos triásicos (a), jurásicos (b) y cretácicos y terciarios (c). Unidad Olistostrómica. Langhiense superior- Serravalliense inferior-medio (107) .....	115
2.5.3.2.	Unidad de Castro del Río .....	125
2.5.3.2.1.-	Alternancia de areniscas y margas. Unidad de Castro del Río. Serravalliense superior- Tortoniense inferior (108) .....	126

2.5.3.2.2.- Margas blancas con intercalaciones de areniscas calcáreas. Unidad de Castro del Río. Serravalliense superior- Tortoniense inferior (109) .....	127
2.5.3.3. Unidad Tortoniense Superior .....	129
2.5.3.3.1.- Margas blancas con intercalaciones de areniscas calcáreas. Unidad Tortoniense superior. Tortoniense superior (110) .....	130
2.5.3.4. Unidad Messiniense .....	130
2.5.3.4.1.- Sector de Posadas y Almodóvar .....	131
2.5.3.4.1.1.- Gravas, arenas, limos y arcillas rojas. Hacia la base, brechas. Unidad Messiniense. Messiniense (112).....	131
2.5.3.4.1.2.- Areniscas, arenas, limos amarillos con intercalaciones de margas. Unidad Messiniense. Messiniense (113).....	133
2.5.3.4.1.3.- Calcarenitas y conglomerados y Calcarenitas y limos amarillos; localmente calizas de algas. Unidad Messiniense. Messiniense (114 y 115).....	134
2.5.3.4.2.- Sector de Villanueva del Río y Minas .....	135
2.5.3.4.3.- Sector de Puente-Genil .....	137
2.5.3.4.4.- Parte Axial de la Cuenca .....	138
2.5.3.4.4.1.- Alternancia de areniscas y margas. Unidad Messiniense. Messiniense (116).....	139
2.5.3.4.4.2.- Margas grises azuladas. Unidad Messiniense. Messiniense (111) .....	141
2.5.3.5. Unidad Messiniense superior-Plioceno inferior.....	142
2.5.3.5.1.- Margas gris azuladas. Unidad Messiniense superior- Plioceno inferior. Messiniense superior- Plioceno inferior (117) .....	143
2.5.3.5.2.- Calcarenitas y limos amarillos. Unidad Messiniense superior- Plioceno inferior. Messiniense superior- Plioceno inferior (118). 144	
2.5.3.6. Unidad Plioceno .....	148
2.5.3.6.1.- Margas azules y grises. Unidad Pliocena. Plioceno (119)149	
2.5.3.6.2.- Calcarenitas y limos amarillos. Unidad Pliocena. Plioceno (120) .....	149
2.5.4. Registro geológico reciente.....	150
2.5.4.1. Introducción y antecedentes.....	150

2.5.4.1.1.-Conglomerados de cantos y gravas, arenas y limos carbonatados, Terrazas altas. Pleistoceno inferior y medio (121).....	153
2.5.4.1.2.-Conglomerados gravas y cantos, arenas y limos con carbonatación irregular. Terrazas medias e indiferenciadas. Pleistoceno medio y superior (122). .....	155
2.5.4.1.3.- Conglomerados de gravas y cantos, y arenas y limos. Terrazas bajas. Pleistoceno superior (123).....	159
2.5.4.1.4.- Rocas carbonatadas pulverulentas, hojosas y masivas. Costras y travertinos. Plioceno-Cuaternario (124) .....	161
2.5.4.1.5.- Arenas, conglomerados y limos. Abanicos aluviales y Conos de deyección, ocasionalmente coluviones y glacis asociados. Pleistoceno-Holoceno (126, 128y 129) .....	161
2.5.4.1.6.- Arenas arcillosas con cantos angulosos de calizas. Coluviones. Pleistoceno-Holoceno (130).....	162
2.5.4.1.7.- Arcillas y arenas con cantos. Arcillas varvadas y evaporitas. Glacis/ fondos de valle semiendorreicos /rellenos de depresiones. Pleistoceno-Holoceno (125, 131).....	163
2.5.4.1.8.- Limos arenosos con cantos angulosos de calizas. Glacis. Pleistoceno-Holoceno (127) .....	164
2.5.4.1.9.- Arenas, limos y conglomerados polimícticos. Fondos de valle, aluvial/coluvial, llanura de inundación, barras y diques naturales. Holoceno (132).....	164
2.5.4.1.10.- Arenas, conglomerados y limos. Conos de deyección. Pleistoceno superior-Holoceno (133) .....	166
2.5.4.1.11.- Escombreras. Acumulaciones antrópicas. Holoceno/Actual (134) .....	166
<b>3. PETROLOGÍA ÍGNEA .....</b>	<b>167</b>
3.1. Rocas volcánicas.....	167
3.1.1. Zona de Ossa-Morena .....	167
3.1.1.1. Vulcanismo Cámbrico.....	167
3.1.1.1.1. Porfiroide de Bodonal.....	168
3.1.1.1.2. Vulcanitas básicas de la Serie del Huéznar .....	168
3.1.1.1.3. Vulcanitas de las Alternancias de Cumbres.....	168
3.1.1.2. Metabasitas de El Cubito .....	169



3.1.1.3. Complejo Volcánico de La Campana. Eje Magmático Villaviciosa-La Coronada.....	170
3.1.1.4. Rocas volcánicas intermedias a básicas del Culm del Guadiato	171
3.2. Rocas plutónicas pre-Variscas .....	173
3.2.1. Granodiorita (1). Macizo de Vallehondo .....	173
3.2.2. Granodiorita de anatexia (2) y leucogranitos cordieríticos (3). Macizo de Lora del Río .....	174
3.2.3. Ortogneis granodiorítico (41).....	175
3.2.4. Granito biotítico de grano grueso tectonizado (5) y granitos leucocráticos (4, 6). Macizo del Garrotal .....	176
3.2.5. Gabros (7). Cazalla, Sierra de León.....	177
3.3. Rocas plutónicas Variscas .....	178
3.3.1. Granitos, monzogranitos y granodioritas (8). Granitoides de tendencia trondhjemítica (Zona Surportuguesa).....	178
3.3.2. Cuarzodioritas y gabros (9). Macizo del Castillo de las Guardas (Zona Surportuguesa) .....	180
3.3.3. Tonalitas y cuarzodioritas (10). Macizo de Cabrillas (Zona de Ossa-Morena)	182
3.3.4. Granodiorita biotítica (11), granitos y monzogranitos biotíticos (12, 13) y leucogranitos (14). Macizo de El Pedroso (Zona de Ossa-Morena) .....	183
3.3.5. Gabros y noritas (15). Gabros de Los Ojuelos (Zona de Ossa-Morena)	185
3.3.6. Tonalitas y granodioritas (16). Macizo de El Rosal (Zona de Ossa-Morena)	186
3.3.7. Granito biotítico-anfibólico (17). Macizos de Peñas Pardas y Castro y Picón (Zona de Ossa-Morena).....	187
3.3.8. Sills graníticos. Pórfidos graníticos (18).....	188
3.3.9. Granito biotítico tardi-postorogénico (19). Macizo de Los Arenales	188
3.4. Rocas Filonianas .....	190
3.4.1. Diabasas anfibólicas (20) .....	190
3.4.2. Diabasas (21).....	190
3.4.3. Pórfidos Riolíticos y/o Graníticos (22) .....	191

3.4.4.	Diques ácidos / Aplitas y pórfidos ácidos (23)	191
3.4.5.	Diques de Cuarzo (24)	192
4.	METAMORFISMO	192
4.1.	Metamorfismo Regional	192
4.1.1.	Metamorfismo pre-Varisco	192
4.1.1.1.	Núcleo del Antiforme Olivenza-Monesterio	192
4.1.1.2.	Domo migmatítico de Lora del Río	194
4.1.2.	Metamorfismo Varisco	194
4.1.2.1.	Zona Surportuguesa	194
4.1.2.1.1.	Unidad de La Minilla	195
4.1.2.2.	Zonas de Ossa-Morena y Centroibérica	195
4.1.2.2.1.	Flanco N y núcleo del Antiforme Olivenza-Monesterio y Dominio Obejo-Valsequillo	195
4.1.2.2.2.	Flanco S del Antiforme Olivenza-Monesterio	196
4.1.2.2.3.	Dominio Évora-Aracena	197
4.1.2.2.4.	Domo de Lora del Río	198
4.2.	Metamorfismo de Contacto	202
4.2.1.	Rocas plutónicas pre-Variscas	202
4.2.2.	Rocas plutónicas Variscas	202
4.2.2.1.	Zona Surportuguesa	202
4.2.2.2.	Zona de Ossa-Morena	203
5.	GEOQUÍMICA	205
5.1.	Zona Surportuguesa	205
5.1.1.	Rocas plutónicas	205
5.2.	Zona de Ossa-Morena	209
5.2.1.	Vulcanismo Cámbrico	209
5.2.1.1.	Evento Ígneo Temprano (Cámbrico inferior)	209
5.2.1.2.	Evento Ígneo Principal (Cámbrico inferior-medio)	210
5.2.2.	Vulcanismo de la Unidad de El Cubito	213
5.2.3.	Plutonismo pre-Varisco	213
5.2.4.	Plutonismo Varisco	215
6.	TECTÓNICA	216
6.1.	Deformación pre-Varisca	216
6.2.	Deformación Varisca	218

6.2.1. Introducción .....	218
6.2.2. Deformaciones Eovariscas y Variscas en la ZSP.....	221
6.2.3. Deformaciones Eovariscas y Variscas en la ZOM.....	223
6.2.3.1. Deformación en el Dominio Évora-Aracena .....	223
6.2.3.2. Deformación en los flancos norte y sur del Antiforme de Olivenza-Monesterio .....	224
6.2.3.3. Deformación en el Domo de Lora del Río.....	227
6.2.4. Deformaciones Eovariscas y Variscas en el DOV .....	228
6.2.5. Deformaciones tardi-variscas.....	230
6.2.5.1. Fallas de desgarre .....	230
6.2.5.2. Episodio extensional (Cuenca del Viar).....	231
6.3. Principales Estructuras Variscas en la Hoja.....	231
6.4. Deformación Eo-Alpina y Alpina.....	233
6.4.1. Inversión de la Cuenca del Viar .....	233
6.4.2. Evolución tectónica y paleogeográfica mesozoica-cenozoica ....	234
6.4.2.1. Langhiense superior-Serravalliense medio .....	237
6.4.2.2. Serravalliense superior-Tortonense inferior .....	238
6.4.2.3. Tortonense superior .....	239
6.4.2.4. Messiniense .....	241
6.4.2.5. Messiniense superior-Plioceno .....	243
6.4.2.6. Plioceno.....	245
6.4.3. Etapa Pliocuaternaria. Continentalización de la cuenca .....	246
7. HISTORIA GEOLÓGICA.....	247
8. BIBLIOGRAFIA.....	256

## 1. INTRODUCCIÓN

La realización de la presente Hoja ha sido cofinanciada por la CEIC de la Junta de Andalucía, mediante el Convenio de Colaboración con el IGME para la Realización del Mapa Geológico Continuo Digital en las hojas a escala 1:200.000 de Pozoblanco (69), Linares (70), Puebla de Guzmán (74), Sevilla (75) y Córdoba (76).

### 1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y ENCUADRE GEOMORFOLÓGICO

La Hoja de Córdoba (76) del M.T.N. a escala 1:200.000 se encuentra situada al SO de la Península Ibérica, en el sector meridional de Sierra Morena y en el Valle del Guadalquivir, dentro de la Comunidad Autónoma de Andalucía. Incluye las comarcas de la Sierra Norte de Sevilla y Valle del Guadiato, en su sector N y NO, y el valle y vegas del Guadalquivir, con las campiñas de Carmona y comarca de Écija, en el centro y S. En la siguiente tabla (Fig. 1.1.1) está representada la distribución de las Hojas a escala 1:50.000.

920(13-37) CONSTANTINA	921(14-37) LAS NAVAS DE LA CONCEPCIÓN	922(15-37) SANTA MARÍA DE TRASSIERRA	923(16-37) CÓRDOBA
941(13-38) VENTAS QUEMADAS	942(14-38) PALMA DEL RÍO	943(15-38) POSADAS	944(16-38) ESPEJO
963(13-39) LORA DEL RÍO	964(14-39) LA CAMPANA	965(15-39) ÉCIJA	966(16-39) MONTILLA
985(13-40) ALCALÁ DE GUADAIRA	986(14-40) FUENTES DE ANDALUCÍA	987(15-40) EL RUBIO	988(16-40) PUENTE GENIL

Figura 1.1.1. - Esquema de las Hojas a escala 1:50.000 que componen la Hoja 1:200.000 de Córdoba (76).

Fisiográficamente, la Hoja se caracteriza por los relieves de la Sierra Norte de Sevilla, al NO y N, alcanzando las mayores cotas en el NO, un sector de sierra alomado al NE (valles del Guadiato y Guadalquivir), ambos pertenecientes a Sierra Morena, y La Campiña y la vega del Guadalquivir en los sectores centro-oriental y meridional.

La Sierra Norte de Sevilla, con un relieve abrupto las cotas oscilan entre menos de 200 m al S (junto a la Depresión del Guadalquivir) y más de 700 m al NO, siendo su máxima cota de 892 m (Negrillo), destacando también los vértices Gibarrayo (749 m) próximo a la localidad de Constantina y Tiesa (673 m) al NE de Navas de la Concepción. La comarca de los valles del Guadiato y Guadalquivir alcanza cotas que en su mayoría oscilan entre 200 m (junto a la Depresión del Guadalquivir) y más de 600 m más al N, siendo sus cotas más altas los cerros Torre Árboles (693 m) y Castaño (647 m). Los materiales que rellenan la Vega del Guadalquivir, situada al S de la Hoja, presentan cotas en general inferiores a 200 m, destacando el vértice Mochalejo (186 m), mientras que La Campiña, situada al S del Guadalquivir es una zona alomada con cotas en general superiores a 200 m, sobre todo en el sector SE de la Hoja, donde llegan a los 500 m, como el cerro Buenavista (680 m) y el Tajo de Peñarubia (511 m). La cota mínima, donde el Guadalquivir abandona la Hoja por el SO, es de unos 15 m.

La red hidrográfica de la Hoja pertenece totalmente a la Cuenca del Guadalquivir, siendo los tributarios más importantes del Río Guadalquivir los ríos: Guadalquivir, Guadiato, Bembézar, Retortillo y Rivera del Huéznar, por su margen derecha; y Guadajoz, Genil y Corbones, por su margen izquierda.

Estos cauces se encuentran regulados por embalses entre los que hay que destacar los de San Rafael de Navallana, La Breña, Bembézar, Retortillo, José Torán y del Huéznar.

La distribución demográfica es irregular. La población se concentra principalmente en la Vega del Guadalquivir y la Campiña, siendo la localidad más importante Córdoba con 328.547 habitantes, seguida de Alcalá de Guadaíra (72.800), Écija (40.718), Puente Genil (30.424), Carmona (28.679), Montilla (22.784), Mairena del Alcor (21.560), Palma del Río (21.537), Marchena (19.861), Lora del Río (19.393), Aguilar de la Frontera (13.654) y Cantillana (10.643).

La economía está basada, fundamentalmente, en las actividades agrícolas relacionadas sobre todo con los regadíos del Valle del Guadalquivir, destacando la producción de frutales, y principalmente cítricos (naranjos), de la cual Palma del Río es

uno de los mayores exponentes en Andalucía, así como la de algodón. Es importante reseñar también la producción de vino y olivo en la Campiña, destacando en cuanto a la producción de vino la denominación de origen Vino Montilla-Moriles y en cuanto a la de aceite, el sector oriental de la Campiña, en los alrededores del Río Guadajoz, incluido en la denominación de origen Aceite de Baena. Así mismo, destaca la producción de aceite en las cotas más bajas de la Sierra Norte. En cuanto a la industria, se centra fundamentalmente en Córdoba, donde se ubican empresas de la construcción, mecánicas, electromecánicas, etc., así como un importante sector turístico.

## 1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA Y ANTECEDENTES

La Hoja 1:200.000 de Córdoba se sitúa en el extremo meridional del Macizo Ibérico, en su límite con la Cuenca del Guadalquivir, a la que pertenecen las rocas cenozoicas de su mitad suroriental. El basamento lo constituyen materiales paleozoicos y neoproterozoicos sobre los que se depositan los materiales terciarios, de origen marino, de la Cuenca del Guadalquivir.

La mitad occidental de la Península Ibérica es uno de los afloramientos de la Cadena Varisca o Cinturón Hercínico Europeo, de mayor extensión. Permite observar una transversal de la cadena de más de 800 km. Ésta es el segmento europeo de una Cordillera más extensa, generada por la colisión durante el Paleozoico Superior de dos grandes bloques continentales, Gondwana al sur y Laurentia-Báltica al norte, durante la formación de la Pangea. Esta Cordillera incluye otros segmentos extraeuropeos como los Mauritánides en África y los Apalaches y Ouachitas en América, separados durante la apertura del Océano Atlántico durante el Mesozoico. En el Macizo Ibérico se muestra una zonación transversal similar a la de otras cadenas orogénicas, con una zona interna en posición central constituida por rocas fuertemente deformadas y metamorizadas con importante actividad plutónica, limitada a ambos lados por zonas externas deformadas por una tectónica pelicular de despegue centrífugo.

Desde el punto de vista geológico, el Macizo Ibérico ha sido dividido en zonas por varios autores, en función de sus características estratigráficas, tectónicas, metamórficas y magmáticas. Lotze (1945) dividió la Cadena Varisca en seis zonas: Cantábrica, Asturoccidental-Leonesa, Galaico-Castellana, Lusitano-Alcúdice, Ossa-Morena y Surportuguesa. Julivert *et al.* (1974) agrupan las Zonas Galaico-Castellana y Lusitano-Alcudense en la Zona Centroibérica (ZCI). Ambas zonas tienen una evolución paleogeográfica y tectónica semejantes, con la diferencia del plutonismo

sinorogénico y un mayor grado metamórfico en la Zona Galaico-Castellana con respecto a la Zona Lusitano-Alcudiense (Fig. 1.2.1).

Farias *et al.* (1987) y Arenas *et al.* (1988) proponen una zona nueva, que separan de la Zona Centroibérica, la Zona de Galicia-Tras-os-Montes, que había sido considerada como una subzona por Ribeiro (1974).

De acuerdo con la vergencia de las estructuras, la Cadena Varisca del Macizo Ibérico se ha dividido en dos ramas, una septentrional y otra meridional (Julivert y Martínez, 1983), cuyo límite se situaría en la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (Robardet, 1976; Burg *et al.*, 1981; Parga Pondal *et al.*, 1982). La rama septentrional está formada por las zonas Cantábrica, Asturoccidental-leonesa, Centroibérica (ZCI) y de Galicia-Trás-os-Montes, mientras que la rama meridional está constituida por las zonas de Ossa-Morena (ZOM) y Surportuguesa (ZSP).

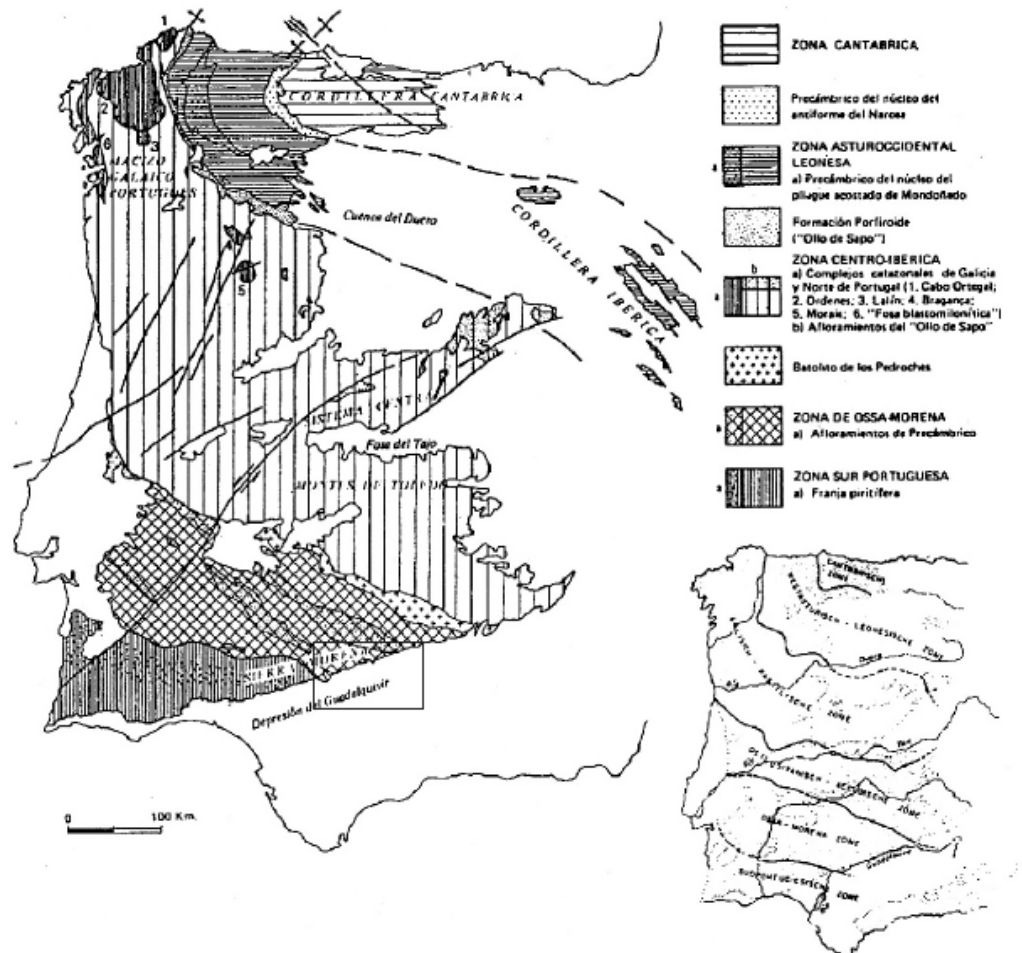


Fig. 1.2.1.- División en zonas de la Cadena Varisca en el Macizo Ibérico, según Julivert *et al.* (1974, mapa superior) y según Lotze (1945; mapa inferior) y situación de la Hoja

La Hoja de Córdoba, se sitúa en el sector meridional del Macizo Ibérico español, y en la inmersión de la Zona de Ossa-Morena bajo la Cuenca del Guadalquivir, con dos pequeños afloramientos, de la Zona Surportuguesa en el borde O y otro de la Zona Centroibérica en la esquina NE de la Hoja (Fig. 1.2.1). Más del 50% de la hoja (sector S) está ocupada por los materiales cenozoicos marinos de la Depresión del Guadalquivir.

Las citadas zonas del Macizo Ibérico español presentan una evolución tectosedimentaria, estructuración y manifestaciones ígneas muy diferentes y que se detectan tanto en superficie, como en la corteza media y superior en los perfiles de sísmica profunda IBERSEIS (Simancas *et al.*, 2003) y ALCUDIA (Martínez Poyatos *et al.*, 2012; García Lobón *et al.*, 2012).

La **Zona de Ossa-Morena** está constituida por rocas del Proterozoico Superior al Carbonífero variablemente metamorizadas, afectadas por pliegues asimétricos a acostados, vergentes al SO y cabalgamientos dúctiles con movimiento del bloque de techo también al SO, causados por un acortamiento de edad Devónico medio-superior, seguido de una etapa extensional en el Missisipiense inferior y por último una etapa compresiva en el Missisipiense superior (Serpukhoviense), con depósitos sinorogénicos relacionados con las Unidades Alóctonas del Dominio de Obejo-Valsequillo de la ZCI, en la vecina hoja de Pozoblanco (Kilva).

Presenta abundante magmatismo, concentrado en tres lapsos de tiempo: el Precámbrico terminal, el Cámbrico-Ordovícico y el Carbonífero (Pérez-Estaún *et al.*, 2004), así como presencia generalizada de foliaciones sinmetamórficas.

Las series neoproterozoicas constan de tres formaciones características, y discordante sobre ellas una sucesión paleozoica muy completa que desarrolla potentes series y con características sedimentológicas y paleontológicas que difieren sustancialmente de la ZCI (Robardet y Gutiérrez-Marco, 2004), ambas se desarrollan en un margen pasivo, pero en la ZOM durante el Cámbrico se desarrolla un *rift* con partición de la cuenca y desarrollo de series locales variadas. Tras el hiato de la base del Ordovícico, la estratigrafía es propia de plataforma distal menos somera que en la ZCI. Se detectan depósitos sinorogénicos en el Devónico inferior, y en el Devónico superior-Carbonífero inferior, y depósitos postorogénicos del Carbonífero superior.

La **Zona Surportuguesa**, ocupa una posición periférica en la transversal ibérica del Orógeno Varisco y debido a su similitud sedimentaria y faunística con la Zona Renoherciniana, suele atribuírsele también una posición externa en el orógeno, aunque



posee varios rasgos atípicos en regiones de esta clase: desarrollo generalizado de foliación, abundante magmatismo y un gradiente térmico elevado.

Por otra parte, está formada exclusivamente por rocas de edades comprendidas entre el Devónico Medio-Superior y el Autuniense, existiendo un importante complejo vulcanosedimentario de edad Devónico terminal-Carbonífero Inferior (Viseense medio) con importantes yacimientos de sulfuros masivos. Este abundante magmatismo y elevado gradiente térmico, estarían relacionados con una etapa extensional.

A partir del Viseense superior, una etapa de deformación contractiva se propagó hacia el SO desde el límite con la ZOM, precedida por depósitos de *flysch*. En el extremo SO de Portugal, la evolución fue diferente, sin trazas apreciables de extensión, caracterizada por depósitos someros de plataforma hasta el final del Namuriense (Bashkiriense), y la deformación llegó, tardíamente, en el Westfaliense.

Presenta pliegues con clivaje asociado y cabalgamientos, vergentes ambos al SO y un metamorfismo de muy bajo grado (Pérez Estaún *et al.*, 2004). Salvo en los alrededores del Embalse de La Minilla y en el sector oriental de la Hoja 962 y occidental de la Hoja 963 (al O del Viar).

En el sector NE de la ZSP, intruidos por el Batolito de la Sierra Norte (BSN), existen dos afloramientos (La Minilla y Las Pajanosas) que muestran dos etapas de deformación previas al periodo extensional y a la intrusión del BSN, no registradas por las rocas del Devónico medio-superior, por lo que su edad debe ser, al menos, Devónico inferior.

Díez Balda *et al.* (1990) y Díez Balda y Vegas (1992) dividen la ZCI en dos, en función de la morfología de los pliegues de la primera fase Varisca. Un Dominio septentrional de Pliegues Tumbados y al meridional Dominio de pliegues verticales al SO. Estos dominios coinciden a grandes rasgos con las zonas de Lotze (1945). Posteriormente Azor *et al.* (1992a) al dominio septentrional le han denominado Dominio del Olló de Sapo mientras que al meridional Martínez Poyatos (1997) le ha denominado Dominio Lusitano-Alcúdico y Martínez Catalán *et al.* (2004) le denominan Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico.

El límite entre la ZCI y la ZOM ha sido objeto de controversia en los numerosos trabajos realizados en la zona. Así, según Julivert *et al.* (1974) coincide con el Batolito de Los Pedroches, mientras que más recientemente dicho límite se ha situado en la Banda de Cizalla o Corredor Blastomilonítico Badajoz-Córdoba (Bladier y Laurent,

1974; Burg *et al.*, 1981; Ábalos, 1990; Ábalos y Eguíluz, 1990), que incluye la Unidad Central (Azor *et al.*, 1994).

La estructuración durante la Orogenia Varisca aproximó estos dos segmentos continentales con un cabalgamiento hacia el Sur de la ZCI con una importante componente de desgarre sinistra (Simancas *et al.*, 2001). La tectónica varisca ha conformado la disposición actual que permite trazar el límite entre las dos zonas en el límite meridional de la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba, en donde aflora la Unidad Central intensamente deformada por cizalla dúctil, que incluye rocas de alta presión (Azor *et al.*, 1994).

Sin embargo, la evolución tectosedimentaria del borde meridional de la ZCI presenta características propias que consisten en que los materiales preordovícicos son similares a los de la ZOM (Serie Negra, Grupo Malcocinado y Fm Azuaga), los Ordovícico-Devónicos tienen similitudes con la ZCI, aunque los materiales del Silúrico son diferentes, incluyendo lentejones de calizas (Gutiérrez Marco *et al.*, 1997; Matas *et al.*, en prep.), teniendo cierta afinidad con la ZOM (Robardet y Gutiérrez Marco, 2004), y el Carbonífero está representado por potentes secuencias de depósitos sinpostorgénicos. Todos ellos están afectados por una estructuración con vergencia al Norte. Estas características permiten definir en el borde meridional de la ZCI, el **Dominio Obejo-Valsequillo** (DOV), cuyo límite septentrional es un accidente regional al Norte del Batolito de Los Pedroches (Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide, Martín Parra *et al.*, 2006) y el meridional la Falla de Matachel, si bien, si tenemos en cuenta que la Unidad Central contiene corteza inferior de la ZCI y no de la ZOM (Azor *et al.*, 2004), podría considerarse que su límite meridional es la Falla de Azuaga en el borde S de la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba (Fig. 1.2.2). A este dominio de la ZCI pertenecen algunos afloramientos cámbricos representados en la esquina NE de la Hoja.

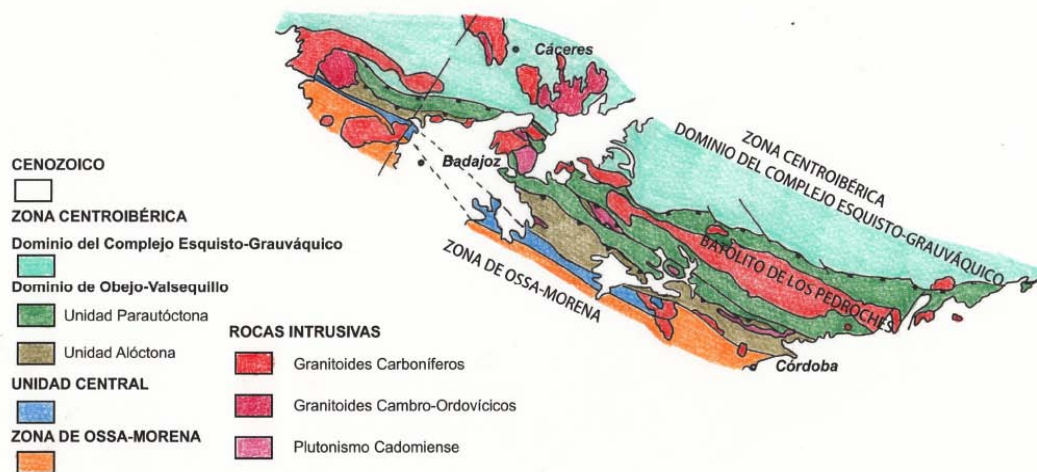


Fig. 1.2.2.- Situación y límites del Dominio de Obejo-Valsequillo de la Zona Centroibérica (a partir de Martín Parra *et al.*, 2006 y Rubio Ordóñez *et al.*, 2012)

El extremo meridional de la **Zona Centroibérica (Dominio de Obejo-Valsequillo)** se caracteriza por la existencia de una sucesión de edad Neoproterozoico a Cámbrico inferior similar a la de la ZOM, constituida por la Serie Negra (pizarras negras y grauvacas con intercalaciones de cuarcitas negras, anfibolitas y algunos mármoles), sobre las que se apoya discordantemente el Grupo Malcocinado (sucesión vulcanosedimentaria), a su vez recubierta discordantemente por arcosas con conglomerados en la base (Fm Torreárboles), que culminan con una potente serie de areniscas y pizarras (Fm Azuaga) de edad cámbrica en un sentido amplio (Palacios y Jensen, 2008).

Las sucesiones ordovícicas, no representadas en la Hoja, son menos potentes y de facies fundamentalmente arenosas faltando las Pizarras con *Neseuretus* y en buena parte la Fm Cuarcita Armoricana, durante el Ordovícico inferior, que se asemeja en parte al del N de la ZOM (Sarmiento y Gutiérrez Marco, 1999; Gutiérrez Marco y Robardet, 2004; Robardet y Gutiérrez Marco, 2004). Matas y Martín Parra (en prep.) en la vecina Hoja 1:200.000 de Pozoblanco, han obtenido datos paleontológicos que ponen de manifiesto que en esta serie está representado, con seguridad, el Ordovícico Medio-Superior, con fuertes similitudes con el de la ZCI. En la vecina hoja de Pozoblanco, las sucesiones silúricas están escasamente preservadas e incluyen lentejones de calizas (Gutiérrez Marco *et al.*, 1997, Matas y Martín Parra, en prep.), teniendo cierta afinidad con la ZOM (Robardet y Gutiérrez Marco, 2004).

El Devónico Superior también está representado por una serie fundamentalmente cuarcítica, con muchas más similitudes con las del Dominio del Complejo Esquistograuváquico de la ZCI, que con las facies de plataforma externa, más distales y profundas de la ZOM (Robardet y Gutiérrez Marco, 2004). Sobre estos materiales se apoyan sucesiones sinorogénicas carboníferas, a veces muy potentes, constituidas por pizarras, grauvacas y areniscas, con conglomerados, rocas básicas y algunas intercalaciones de calizas, como los culm de Los Pedroches y Varas-Guadalbarbo, así como la Cuenca del Guadiato; atribuidos a un evento tectonometamórfico extensional relacionado con la evolución orogénica varisca de la Unidad Central (Martínez Poyatos, 1997) y a su inversión por un episodio contractivo posterior.

La estructura varisca del DOV comprende un estrecho conjunto de unidades alóctonas bordeando el contacto con la Zona de Ossa-Morena (Fig. 1.3), caracterizado por una intensa deformación de edad Devónica y una unidad paraautóctona al NE (Martínez Poyatos, 1997; Martínez Poyatos *et al.*, 1998; Martínez Catalán *et al.*, 2004). Después de producirse la sedimentación del Culm las Unidades Alóctonas cabalgan hacia el NE sobre el paraautóctono, siendo ambas unidades posteriormente deformadas por pliegues de orientación NO-SE, verticales a moderadamente vergentes al S. Finalmente se producen, fallas de desgarre de dirección NO-SE.

**Zona de Ossa-Morena.** Dentro de la ZOM, se separan en esta Hoja materiales pertenecientes al núcleo del Antiforme de Olivenza-Monesterio y a su flanco norte (NO y N de la Hoja), Unidad de Sierra Albarrana (N de la Hoja), flanco sur del Antiforme de Olivenza-Monesterio, Domo de Lora del Río y materiales pertenecientes al Dominio de Évora-Aracena (centro Oeste).

En el núcleo del Antiforme de Olivenza-Monesterio, en la base de la sucesión aflora una sucesión de esquistos oscuros, cuarzoesquistos y metagrauvacas con intercalaciones de cuarcitas negras y anfibolitas, perteneciente a la denominada Serie Negra (Carvalhosa, 1965). Esta sucesión fue dividida por Eguíluz (1988) en dos conjuntos, uno inferior (Sucesión Montemolín) y uno superior (Sucesión Tentudía). La edad de la Serie Negra es Neoproterozoica (Quesada y Dallmeyer, 1989; Dallmeyer y Quesada, 1992; Schäfer *et al.*, 1993; Ordóñez Casado, 1998; Fernández Suarez *et al.*, 2002).

Sobre la Serie Negra en el flanco N del Antiforme de Olivenza-Monesterio, en el sector NO de la Hoja, se apoya discordantemente, una sucesión volcanoclástica con abundantes tobas y epiclastitas e intercalaciones de conglomerados con abundantes

cantos ígneos, y otros del substrato, como cuarcitas negras, así como alguna intercalación de calizas, denominada Grupo Malcocinado (Fricke, 1941; Eguíluz, 1988; Eguíluz *et al.*, en prensa). Se le ha atribuido una edad Ediacárico, si bien no puede descartarse que alcance al Cámbrico basal (Liñán y Palacios, 1983; Liñán y Quesada, 1990; Schäfer, 1990; Ochsner, 1993; Ordoñez Casado, 1998; Montero *et al.*, 2000). Sobre el Grupo Malcocinado se dispone discordantemente una sucesión que abarca desde el Cámbrico al Devónico, que se inicia con una formación constituida por conglomerados, arcosas, grauvacas, areniscas y pizarras, denominada Fm Torreárboles (Liñán, 1978), en un medio litoral a sublitoral, de edad Cordubiense, continuando concordantemente con el desarrollo de una plataforma carbonatada o mixta (Serie Detrítico-Carbonatada del Cámbrico inferior/Fm Pedroche de Liñán, 1974) de edad Ovetiense-Marianiense (Perejón *et al.*, 2004) que evoluciona a una serie detrítica denominada Serie Detrítica Superior, esencialmente siliciclástica, en la que se intercalan capas carbonatadas y rocas volcánicas ácidas y básicas atribuidas al Marianiense-Bilibiliense (Apalategui *et al.*, 1985; Matas *et al.*, en prensa). En el extremo NNO de la Hoja está representado un pequeño afloramiento de la Unidad de la Loma del Aire, que continua al de la Hoja de Pozoblanco (al N), constituido por pizarras sericíticas, metacineritas y carbonatos, que abarcaría al menos la sucesión detrítica inferior y el tramo carbonatado del Cámbrico inferior. Sobre esta sucesión del Cámbrico inferior se deposita en el sector N de la Hoja una sucesión detrítica (Fm Los Villares de Liñán, 1978) atribuida al Cámbrico medio. Sobre la secuencia del Cámbrico inferior, en el sector NO de la Hoja, sin observar su base (contacto tectónico), se apoya una sucesión siliciclástica del Ordovícico, que posee similitudes con la del DOV de la ZCI, constituida por pizarras con nódulos, limolitas y areniscas, que intercalan un nivel de calizas biodetríticas grises (Calizas con Pelmatozoos), atribuido al Kralodvoriense (Robardet, 1976; Hafenrichter, 1979, 1980; Sarmiento, 1993; Robardet y Gutiérrez Marco, 2004), siendo el tramo superior equivalente a las diamictitas del Kosoviense (Robardet y Gutiérrez Marco, 2004). Los materiales del Silúrico y Devónico basal se desarrollan en facies de pizarras negras graptolíticas con dos intercalaciones calcáreas en su mitad superior: la “Caliza de Orthoceras” (Ludlow superior; Jaeger y Robardet, 1979; Gutiérrez Marco *et al.*, 1996), de escaso espesor, y la “Caliza de Scyphocrinites” (Pridoli; Robardet y Gutiérrez Marco, 2004). La sucesión finaliza con unas lutitas oscuras del Devónico inferior (Emsiense; Robardet, 1976), equiparable a la sucesión siliciclástica del Devónico inferior de El Pintado.

La Unidad de Sierra Albarrana, situada más al N, y en contacto tectónico con la sucesión del flanco norte del antiforme, está constituida por una sucesión siliciclástica formada por los esquistos de la Fm Albariza y las pizarras y litarenitas de la Fm Azuaga. Se le atribuye una edad Cámbrico inferior-medio, basándose en el hallazgo al N de Córdoba de fauna de trilobites de esta edad (Liñán, 1978; Liñán y Quesada, 1990), así como en su correlación con la Fm Azuaga en las Unidades Alóctonas del Dominio Obejo-Valsequillo de la ZCI, donde Jensen *et al.* (2004) encuentran una icnofábrica fácilmente comparable con la de otras rocas Cámbricas bioturbadas de la Zona de Ossa-Morena.

En el flanco sur del Antiforme de Olivenza-Monesterio, en el sector centro-occidental de la Hoja, sobre la Serie Negra se apoya un conjunto de rocas volcánicas y vulcanoclásticas ácidas, que, hacia techo, pasan de forma gradual al tramo carbonatado del Cámbrico inferior a través de un nivel de calcoesquistos (Apraiz *et al.*, en prensa), denominado Complejo de Bodonal-Cala o Porfiroide de Bodonal, datado como Cámbrico inferior (Schäfer, 1990; Ochsner, 1993; Ordoñez Casado, 1998; Romeo *et al.*, 2006a), que representa el inicio del ciclo Cámbrico en este sector. Al igual que en el flanco norte, concordante sobre el Complejo de Bodonal-Cala se dispone la Serie Detrítico-Carbonatada del Cámbrico inferior o Fm Pedroche, que evoluciona a una serie detrítica denominada Serie Detrítica Superior, esencialmente siliciclástica (Alternancia de Cumbres) presentan intercalaciones de rocas magmáticas bimodales.

El Domo de Lora del Río o Unidad metamórfica de Lora del Río (Apraiz, 1996, 1998), en el sector centro-oeste de la Hoja, comprende materiales situados a muro de una zona de cizalla extensional (*detachment* principal de Apraiz *et al.*, 1993). Se diferencian dos unidades en base a criterios de grado y evolución metamórfica (Apraiz, 1996, 1999; Apraiz y Eguíluz (2002). El bloque superior (Serie del Huéznar) muestra una evolución progradada bien definida del metamorfismo que habitualmente sólo alcanza condiciones propias de la facies de esquistos verdes, y está constituido por una unidad pizarrosa monótona en la base, sobre la que se disponen vulcanitas ácidas, pizarras alternantes con cuarcitas y aglomerados volcánicos. Por correlación con las Alternancias de Cumbres, Apraiz *et al.* (en prensa) les atribuyen una edad Cámbrico inferior-medio. El bloque inferior al que denominan núcleo metamórfico de Lora del Río, presenta un metamorfismo en facies anfibolitas y granulitas de baja presión, estando constituido por una secuencia de paragneises pelíticos y semipelíticos con intercalaciones de gneises cuarzofeldespáticos, esquistos grafitosos y gran cantidad de

anfíbolitas y gneises anfíbólicos, afectados por un metamorfismo de grado alto que en las zonas más profundas origina el desarrollo de granitoides anatéticos y de un amplio cortejo de migmatitas (Apraiz *et al.*, en prensa). Su edad es controvertida, habiendo sido adjudicada por algunos autores al Paleozoico sin más (Macpherson, 1879; Fabriès, 1963), al Cámbrico (Pérez Lorente, 1979), Cámbrico inferior (Apraiz *et al.*, en prensa), o al Precámbrico (Sanz *et al.*, 1975; Vázquez Guzmán y Fernández Pompa, 1976; Arriola y Garrote, 1980). Apraiz *et al.* (1993) proponen la posible correlación de estos materiales con el Grupo Malcocinado y con la Serie Bodonal-Cala. No obstante, sus características litológicas así como la datación de una granodiorita anatética nebulítica en  $600\pm 13$ Ma por Ordóñez Casado (1998), nos han llevado en esta Hoja y memoria a atribuirles una edad neoproterozoica, posiblemente relacionada con la Serie Negra. El contacto entre ambos bloques, según Apraiz (1996, 1998) presenta rasgos deformacionales característicos de una tectónica extensional y provoca un salto brusco del metamorfismo que decrece rápidamente hacia el bloque superior. El accidente que las separa fue definido como una zona de cizalla extensional de bajo ángulo denominada *detachment* secundario (Apraiz *et al.*, 1993).

El Dominio de Évora-Aracena es un pequeño dominio situado en el borde O de la Hoja, entre el Granito de El Pedroso y la Cuenca del Viar, relacionado litológicamente y tectónicamente con el Dominio Évora-Aracena, que se extiende por el Norte de la Hoja 1:200.000 de Sevilla-Puebla de Guzmán adentrándose en Portugal, siendo el dominio más meridional de la ZOM. La sucesión (aunque muy tectonizada) contiene de muro a techo, una sucesión equivalente a la Serie Negra y atribuida al Neoproterozoico, que continúa con un episodio carbonatado atribuido al Cámbrico inferior por correlación con otros sectores de Ossa Morena (Bard, 1969; Gutiérrez Elorza, 1970; Vázquez Guzmán y Fernández Pompa, 1976; Apalategui *et al.*, 1984; Crespo Blanc, 1989). Finalmente sobre este episodio carbonatado se deposita una secuencia vulcanosedimentaria bimodal con algunas intercalaciones de niveles carbonatados, cuyo techo no es conocido ya que su contacto es tectónico. Al NE de esta sucesión, y separada de ella por una estrecha franja de materiales siliciclásticos con intercalaciones de calizas bioclásticas de la Fm Terena (Carbonífero inferior), se sitúa una banda de esquistos y filitas con algunas metabasitas intercaladas, intensamente deformada y con abundantes segregaciones de cuarzo, correlacionable con la denominada Unidad de Moura-El Cubito, que agrupa los Xistos de Moura (Oliveira y Piçarra, 1986) o Complejo Filonítico de Moura (Araujo, 1995; Araujo *et al.*, 2005,

2006) de los autores portugueses con los Esquistos de El Cubito (Bard, 1969). No se han encontrado evidencias de metamorfismo de alta P en esta hoja, si bien en la vecina hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán, así como en Portugal, se han encontrado numerosas evidencias de la existencia de metamorfismo de alta P, tanto en la Unidad de Moura-Cubito (Araujo, 1995; Fonseca *et al.*, 1999, 2004a y b; Booth-Rea *et al.*, 2006b; Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013); como en la Fm La Umbría y el complejo vulcanosedimentario de Aracena (Bard, 1969; Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013).

Las rocas plutónicas existentes en esta zona en el área de la Hoja, forman dos grandes conjuntos: rocas plutónicas pre-variscas y rocas plutónicas variscas.

Las rocas plutónicas pre-variscas se sitúan en el sector noroccidental de la Hoja, principalmente relacionadas con el núcleo del Antiforme de Olivenza-Monesterio y con el Domo de Lora del Río. Están agrupadas en tres conjuntos. En el primer conjunto se incluyen granitoides de edades cadomienses, como las granodioritas de anatexia de Lora del Río situadas en el centro del núcleo metamórfico de alto grado (bloque inferior) del Domo de Lora del Río, que muestran contacto gradual con las migmatitas, y contienen cordierita, sillimanita y granate. Ordóñez Casado (1998) obtiene una datación de una granodiorita anatética nebulítica mediante U/Pb SHRIMP de  $600\pm 13$ Ma, a la que considera la edad del protolito. Se incluyen también ortogneises granodioríticos (granítico-tonalíticos) a veces biotíticos o anfibólicos. La relación espacial existente entre estos ortogneises y la Sucesión Montemolín de la Serie Negra, así como el carácter volcánico y/o subvolcánico de estas rocas, sugiere, para Roldán *et al.* (en prensa), que este conjunto representa un antiguo complejo efusivo-subvolcánico relacionado con la Orogenia Cadomiense. El segundo conjunto está constituido por macizos autóctonos o con aloctonía moderada emplazados en los materiales de la Serie Negra. Incluye las granodioritas del Macizo de Vallehondo, a veces fuertemente milonitizadas y los granitos biotíticos y leucogranitos asociados del Macizo del Garrotal. En este último caso se trata de granitoides inhomogéneos entre los que se pueden reconocer granodioritas biotíticas variablemente porfídicas y leucogranitos de diverso tipo. Además incluyen un elevado número de enclaves metasedimentarios y restos de rocas anfibólicas y cuarcitas negras. Presenta una acusada tectonización o una foliación de desarrollo desigual, pero que frecuentemente se dispone muy tendida y que le confiere localmente un aspecto gneísico (Apraiz *et al.*, en prensa). Son correlacionables con la granodiorita de Monesterio y definen una alineación de más de 200 km en el núcleo de la antiforma de Monesterio. Las edades absolutas obtenidas para



el segundo conjunto son en su mayoría cámbricas, habiéndose obtenido para la Granodiorita de Pallares edades de U/Pb de  $489\pm 4$  Ma (Schäfer *et al.*, 1988),  $495\pm 7/-8$  Ma (Schäfer, 1990) y  $518\pm 15$  Ma (Ordoñez Casado, 1998) y para la de Monesterio, relacionada con ella,  $495\pm 8$  Ma (Schäfer, 1990),  $527\pm 10/-7$  Ma (Ochsner, 1993),  $533\pm 8$  Ma (Ordoñez Casado, 1998) y  $510\pm 4$  Ma (Montero *et al.*, 1999, 2000). El tercer conjunto incluye a los macizos que intruyen con posterioridad al depósito de Cámbrico inferior temprano (Serie Detrítica Inferior) y que se relacionan de una u otra forma con el magmatismo bimodal que marca el fin de la orogenia cadomiense y el inicio de la extensión que va a originar el *rifting* paleozoico y la formación de las cuencas variscas. En esta Hoja está representado por los afloramientos de cuerpos de metagabros existentes en el flanco sur del Antiforme de Olivenza-Monesterio, así como en su flanco norte, que ocasionan metamorfismo de contacto en el encajante, aunque de dimensiones reducidas. Estos cuerpos, por su intensa relación espacial y composicional con materiales cámbricos, se interpretan como un magmatismo anorogénico, ligado al proceso extensivo del paleozoico inferior (Cámbrico-Ordovícico inferior) que caracteriza la ZOM (Matas *et al.*, en prensa).

**Las rocas plutónicas variscas** se sitúan en los sectores centro-oeste y NNE de la Hoja. Se pueden distinguir dos conjuntos principales; uno que intruye en el flanco S de Anticlinal de Olivenza-Monesterio (sector centro-oeste) y otro relacionado con el eje magmático Villaviciosa de Córdoba-La Coronada (NNE). El primer conjunto está constituido por el Macizo granítico de El Pedroso, que comparte características con un buen número de complejos, sitios en la Antiforma de Monesterio, entre los que pueden mencionarse Burguillos del Cerro, Valencia del Ventoso, Brovales, Bazana, etc. (Apraiz *et al.*, en prensa, Matas *et al.*, en prensa).

Granodioritas y monzogranitos son las facies mayoritarias de este macizo, aunque existen también facies gabro-dioríticas, ricas en anfíboles y con piroxeno subordinado, otras diorítico-tonalíticas, ricas en biotita y con proporciones variables de anfíbol, y facies leucograníticas. Con frecuencia presentan una foliación magmática, especialmente bien desarrollada en las facies dioríticas (Apraiz *et al.*, en prensa, Matas *et al.*, en prensa). Este macizo no han sido datado, pero por su similitud con los macizos datados de Burguillos del Cerro, Valencia del Ventoso y Brovales (Dallmeyer *et al.*, 1995; Casquet *et al.*, 2001; Salman, 2002; Sarrionandía y Carracedo, 2007; Montero *et al.*, 2000) se les puede atribuir una edad entre 335 y 340 Ma.

El segundo conjunto plutónico, está compuesto principalmente por los macizos de Los Ojuelos, El Rosal, Peñas Pardas y Castro y Picón,

Los macizos de Los Ojuelos y El Rosal pertenecen al "Complejo de Los Ojuelos-La Coronada", definido por Delgado Quesada (1971) y posteriormente ampliado (Pascual y Pérez Lorente, 1975; Delgado Quesada *et al.*, 1978; Pascual, 1981). El primero está constituido por gabros piroxénico-anfibólicos (gabros de Los Ojuelos) que contienen abundantes xenolitos de los materiales cámbricos encajantes e intruye a las series carbonatadas del Cámbrico inferior. El segundo está constituido por tonalitas y granodioritas, e intruye tanto a las series carbonatadas del Cámbrico inferior como a los gabros anteriores. Los macizos de Peñas Pardas y castro y Picón, están constituidos por granitos biotíticos, a veces con anfíbol, de emplazamiento somero a subvolcánicos, mostrando el primero texturas granofídicas, micropegmatíticas, miarolíticas, etc., por lo que también se le conoce como granófido (Pascual, 1981) o granito granofídico de Peñas Pardas (Delgado Quesada *et al.*, 1985, Sánchez Carretero *et al.*, 1989 b). Su edad debe ser Mississipiense a Pensilvaniense inferior teniendo en cuenta que los materiales vulcanosedimentarios de la Cuenca de Benjarafe, con la que están relacionados han sido datados por Garrote y Broutin (1979), y Wagner *et al.* (1983) mediante flora, y por Quesada (1983) y Gabaldón *et al.* (1983, 1985a, 1985b), mediante asociaciones de bivalvos y braquiopodos, y palinomorfos como Tournaisiense superior-Viseense superior y que según Quesada (1983) y Delgado-Quesada *et al.* (1985) los últimos episodios volcánicos del Complejo podrían llegar a ser de edad Namuriense.

El Macizo de los Arenales, en el borde NNE de la Hoja, está constituido por un granito biotítico, de tardi a postorogénico Varisco, que intruye sobre el límite entre la Zona Centroibérica (ZCI) y la Zona de Ossa-Morena (ZOM), de modo que en su terminación norte intruye a las Unidades Alóctonas del Dominio Obejo-Valsequillo de la ZCI y en su sector meridional lo hace sobre series del Cámbrico inferior de la ZOM, desarrollando una aureola térmica de contacto a lo largo de todo su perímetro. Así mismo, intruye sobre el extremo oriental de la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba. Ha sido datado en  $\pm 16$  Ma (roca total) y  $332 \pm 17$  Ma (roca total y biotita) mediante K/Ar (Deloche y Simon, 1979; Bellon *et al.*, 1979), lo que situaría a este granito entre el Viseense superior-Namuriense y junto con el hecho de que atraviesa el límite ZCI-ZOM, confirma su carácter tardi-postorogénico.

La estructura pre-varisca en esta Hoja está escasamente representada por los afloramientos reducidos. En la serie Negra hay dos sucesiones con diferentes rasgos tectonometamórficos, una inferior (Fm Montemolín) con una estructuración previa y mayor metamorfismo regional, y otra superior (Fm Tentudía), la relación entre ambas aún no se ha resuelto a nivel regional. Excepcionalmente en estos materiales se produce la extensión del Domo de Lora con la intrusión de rocas ígneas.

El metamorfismo regional en los flancos N y S del Antiforme de Olivenza-Monesterio es varisco, de bajo a muy bajo grado (Apalategui *et al.*, en prensa; Roldán *et al.*, en prensa a y b; Apalategui *et al.*, 2007; Apraiz *et al.*, en prensa).

En el núcleo del antiforme se encuentra un metamorfismo pre-varisco con asociaciones de bajo grado en la sucesión Tentudía y de grado medio y alto en la sucesión de Montemolín, que se ha interpretado como relacionado con una etapa pre-Varisca (Apalategui *et al.*, 2007). En general en núcleo del Antiforme Olivenza-Monesterio, se encuentran asociaciones metamórficas características desde muy bajo grado a grado alto con anatexia. Esta secuencia de facies se caracteriza por la presencia de andalucita, sillimanita y cordierita. Para Eguíluz (1988) y Eguíluz y Ábalos (1992), las asociaciones minerales son representativas de un gradiente geotérmico de bajas presiones y altas temperaturas Cadomiense, que en zonas profundas daría lugar a importantes procesos de migmatización con desarrollo de granitoides anatéticos con los que estarían relacionadas las granodioritas anatéticas del Garrotal (Matas *et al.*, en prensa). Esta atribución a metamorfismo cadomiense se basa en una edad de  $553 \pm 6$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en hornblendas), obtenida por Dallmeyer y Quesada (1992) en el sector central del Antiforme de Monesterio. Sin embargo las edades absolutas U/Pb obtenidas para la granodiorita anatética de Monesterio por diversos autores (Schäfer, 1990; Ochsner, 1993; Ordoñez Casado, 1998; Montero *et al.*, 1999) están comprendidas entre  $495 \pm 8$  Ma y  $533 \pm 8$  Ma (Cámbrico) por lo que podría estar en relación con el proceso de *rifting* producido en el Cámbrico (Ribeiro *et al.*, 1992a; Giese y Buhn, 1993; Expósito *et al.*, 2003; Sánchez García *et al.*, 2003), y en concreto para Sánchez García *et al.* (2003, 2008b) con el evento de *rifting* temprano o evento ígneo temprano del Cámbrico inferior. A este metamorfismo se le superpone uno varisco de bajo a muy bajo grado.

**El metamorfismo en la Zona de Ossa-Morena** es variado. En la Unidad de Sierra Albarrana los micaesquistos y cuarzoquistos de la Fm Albariza contienen

asociaciones en bajo grado con biotita y granate, mientras que las pizarras de la Fm Azuaga presentan asociaciones en bajo grado con biotita.

En el Domo de Lora del Río, en su bloque inferior, algunos autores (Ordoñez Casado, 1998; Azor *et al.*, 2004) citan la existencia de un episodio de metamorfismo de alto grado, anatético, pre-varisco, basándose en la existencia en su interior, en contacto gradual con las migmatitas de una granodiorita con cordierita, datada mediante U/Pb SHRIMP sobre monocircón en  $600\pm 13$  Ma (Ordoñez Casado, 1998). A este evento metamórfico pre-varisco se le superpone uno varisco, datado en 340 Ma que representaría posiblemente un proceso de migmatización durante el ciclo varisco (Ordoñez Casado, 1998). En el bloque superior del Domo de Lora del Río (Unidad del Huéznar) se observa un metamorfismo regional de bajo grado que alcanza la zona de la biotita (Apraiz y Eguíluz, 2002), si bien en la proximidad del bloque inferior del Domo de Lora del Río también se han reconocido las isogradas de la cordierita, andalucita, sillimanita y moscovita “*out*”, que caracterizan un metamorfismo progrado de bajas presiones. (Apraiz *et al.*, en prensa).

En la vecina Hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán y en Portugal, se ha descrito en materiales de la Unidad de Évora-Aracena la existencia de dos episodios principales de metamorfismo, uno de alta P/baja T, M1 (Bard, 1969; Fonseca *et al.*, 1999; Araujo *et al.*, 2005; Booth Rea *et al.*, 2006; Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013) y otro de baja P/alta T, M2, en el que se alcanzaron los 700-800°C para una P de 3,5 a 4 Kbar en la zona de alto grado y que no se superó la facies de los esquistos verdes en la zona de bajo grado (Bard, 1969, 1970; Crespo Blanc, 1989, Castro *et al.*, 1996a; Rubio Pascual *et al.*, 2013).

El Dominio de Obejo-Valsequillo de La Zona Centroibérica, está representado únicamente en el sector NE de la Hoja, por materiales precarboníferos, cámbricos, pertenecientes a las Unidades Alóctonas: las unidades Fms Azuaga y Unidad del Hoyo. La Fm Azuaga en este sector está constituida por una alternancia de pizarras y areniscas de color gris-verdoso, con intercalaciones de cuarcitas blanquecinas. Ha sido atribuida a un medio de plataforma abierta dominada por tormentas y con una notable subsidencia (Borrero *et al.*, 1984). Su edad es controvertida, habiendo sido atribuida desde el Precámbrico al Ordovícico (Vegas, 1971; Delgado Quesada, 1971; Apalategui *et al.*, 1983; Azor *et al.*, 1991). Por comparación con la ZOM donde se han encontrado fauna e icnitas del Cámbrico inferior-medio (Liñán, 1978; Liñán y Quesada, 1990), así como con la bioturbación existente en otro sector de las Unidades Alóctonas del Dominio

Obejo-Valsequillo (Jensen *et al.*, 2004) se le ha asignado una edad Cámbrico inferior-medio.

La Unidad del Hoyo posee diversas facies, en su conjunto muy metamorfizadas; con una deformación muy importante caracterizada por una fábrica plano-lineal subparalela a  $S_0$ , que les hace formar parte de la Banda de Cizalla Badajoz-Córdoba. Está constituida principalmente por esquistos y cuarzoesquistos con pasadas de gneises, todos ellos de carácter milonítico. En esta unidad no se conservan fósiles y la edad está en discusión, habiéndosele atribuido desde una edad precámbrica a ordovícica (Pérez Lorente, 1979; Quesada *et al.*, 1990; Apalategui *et al.*, 1985a; Martínez Poyatos, 1997). En la vecina Hoja de Pozoblanco se ha considerado que litológicamente es, más correlacionable con algunos tramos localizados dentro de la Formación Azuaga, o correlacionables con los tramos de base de la Formación Torreárboles. En consecuencia se atribuye una edad cámbrica sin poder precisar más.

El metamorfismo regional en la Fm Azuaga es de muy bajo a bajo grado, alcanzando la isograda de la biotita, mientras que en los esquistos y cuarzoesquistos biotíticos (Unidad del Hoyo) se encuentran asociaciones que pueden llegar a contener granate y sillimanita.

Dentro de **la Zona Surportuguesa** se han venido separando varios dominios según los autores. En la presente Hoja, solo están representados metasedimentos pertenecientes a la Fm Horta da Torre, del Dominio del Pulo do Lobo y Unidad de La Minilla, perteneciente al Dominio de la Faja Pirítica Ibérica. La Fm Horta da Torre pertenece a un conjunto de formaciones terrígenas agrupadas en los grupos Ferreira-Ficalho y Chança, cuyas características han sido resumidas por Oliveira (1990), estando las inferiores más deformadas que las superiores (entre las que se incluye la Fm Horta da Torre). La edad de estos grupos es Devónico superior habiéndose encontrado en la vecina Hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán y en Portugal, esporas y acritarcos del Frasnense inferior en las inferiores y del Frasnense superior al Fameniense superior, pudiendo alcanzar el Tournaisiense basal en las superiores (Oliveira *et al.*, 1986, 1986a; Giese *et al.*, 1988; Lake, 1991; Pereira *et al.*, 2006, 2008; Rodríguez González, 1999, 2011). La Unidad de La Minilla se encuentra en el sector oriental de la FPI, dentro del Batolito de la Sierra Norte.

Está constituida por pizarras negras-grises, cuarcitas negras y lentejones de lidita, afectados por una historia deformativa más larga, así como por un metamorfismo regional y estático diferente al del resto de la FPI. Se observan así a menudo una o dos

fases de deformación con metamorfismo regional asociado de baja P/ alta T similar al desarrollado en el Dominio de Évora-Aracena de la ZOM, así como por el metamorfismo de contacto asociado a la intrusión de las rocas plutónicas del BSN. Los rasgos tectonosedimentarios que se observan en estos materiales, en la vecina Hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán, como el presentar al menos dos etapas de deformación previas a la intrusión del BSN, que ha sido datado entre  $346.3 \pm 0.8$  (Barrie *et al.*, 2002) y  $354,4 + 5/-4$  (Dunning *et al.*, 2002), hecho no observado en materiales del Devónico superior al Viseense inferior de la FPI, permiten atribuirlo a un sustrato predevónico superior, al menos; si bien algunos autores los han comparado con materiales de la Serie Negra y afines (Díez Montes *et al.*, en prensa a; Dunning *et al.*, 2002).

El plutonismo varisco en la ZSP se divide en dos conjuntos, uno principal sincinemático y otro minoritario tardivarisco, no representado en esta Hoja. El conjunto sincinemático está representado por las rocas plutónicas del Batolito de la Sierra Norte (BSN) (De la Rosa, 1992) y está constituido fundamentalmente por dos asociaciones magmáticas: un conjunto de rocas básicas (gabros-dioritas), con algunos acumulados ultrabásicos, y una serie de intrusiones subvolcánicas de tonalitas, trondhjemitas y granodioritas con afinidad TTG. Cada uno de ellos está representado en la presente Hoja, por un solo afloramiento situado en el borde occidental de la misma al SO de la Cuenca del Viar. Los granitoides de la asociación TTG y las rocas básicas intruyen de forma simultánea en un estado fundido plástico, como han puesto de manifiesto diversos autores (De la Rosa y Castro, 1990a, 1991b; De la Rosa *et al.*, 1993; Castro *et al.*, 1994; Díez Montes *et al.*, 1999; Bellido *et al.*, 2010). Existen dos dataciones por U/Pb en los granitoides de la asociación TTG, de la vecina Hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán, que han aportado edades del Tournaisiense, de  $354,4 + 5/-4$  Ma (Dunning *et al.*, 2002) y  $346,23 \pm 0,81$  Ma (Barrie *et al.*, 2002).

La deformación varisca está representada por dos conjuntos de materiales; los implicados en la subducción de la ZOM bajo la ZSP (Unidad de La Minilla) y los que forman la cobertera devono-carbonífera. Los primeros presentan deformación y metamorfismo polifásicos; y los segundos con una deformación epitelial, con desarrollo de pliegues (con esquistosidad regional) que evolucionan a cabalgamientos con vergencia suroccidental. Todos ellos están afectados por las fases tardivariscas de pliegues verticales y fracturación.

**El metamorfismo regional en la Zona Surportuguesa** es sincinemático con la deformación varisca y apenas alcanza el inicio de la facies de los esquistos verdes

(Munhá, 1983, 1990; Abad *et al.*, 2001, 2002). Sin embargo, la Unidad de La Minilla fue afectada por un episodio de metamorfismo de baja P/ alta T (M2) similar al desarrollado en el Dominio de Évora-Aracena de la ZOM (Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013), así como por el metamorfismo de contacto asociado a la intrusión de las rocas plutónicas del BSN.

**Los materiales carboníferos tardivariscos** aparecen en varios sectores. En el sector NE de la Hoja aparecen también afloramientos de materiales carboníferos de carácter sin a tardiorogénico varisco, que se organizan en cuencas paralelas a las grandes estructuras, tanto sobre la ZOM como sobre el Dominio de Obejo-Valsequillo de la ZCI. Incluye la Cuenca de Benajárfate (Garrote y Broutin, 1979; Gabaldón *et al.*, 1983, 1985a, b; Quesada, 1983; Insúa *et al.*, 2007) y la del Guadiato. La primera está constituida por conglomerados, pizarras, areniscas y capas de carbón, con cuerpos de Andesitas, traquiandesitas, pórfidos cuarzomonzodioríticos y vulcanitas ácidas relacionados (Garrote y Sánchez Carretero, 1983; Delgado-Quesada *et al.*, 1985; Apalategui *et al.*, 1985b; Sánchez Carretero *et al.*, 1989b; Roldán *et al.*, en prensa a) y ha sido datada por Garrote y Broutin (1979), Quesada (1983) y Gabaldón *et al.* (1983, 1985a, 1985b), como Tournaisiense superior-Viseense superior. La segunda está constituida por brechas heterolíticas, pizarras y areniscas con intercalaciones de rocas volcánicas básicas y calizas. Bordeando el borde N de esta cuenca carbonífera se presentan un conjunto de olistolitos calcáreos alineados. Estos depósitos han sido atribuidos por algunos autores a una plataforma somera abierta dominada por tormentas (Gabaldón *et al.*, 1983, 1985a), mientras que para otros autores (Almarza *et al.*, 1973; Pérez-Lorente, 1979; Cózar y Rodríguez (1999b) serían turbiditas. Ha sido datada mediante fauna como Viseense medio-superior (Cabanás (1963; Martínez y Ortuño, 1971; Liñán, 1978; Pérez-Lorente, 1979; Apalategui *et al.* 1985e; Cózar y Rodríguez, 1999b; Roldán *et al.*, en prensa b).

En el oeste de la Hoja, al Sur del Macizo Granítico de El Pedroso, y recubierto en gran parte por los sedimentos terciarios del Valle del Guadalquivir, se encuentra la Cuenca Carbonífera de Villanueva del Río y Minas (Mallada, 1898; Gavala, 1927; Apraiz *et al.*, en prensa b). Está constituida por una sucesión de conglomerados, areniscas, lutitas y capas de carbón (que fueron explotadas a cielo abierto) atribuidas al Pensilvaniense (Westfaliense) (Apraiz *et al.*, en prensa b), que se apoya discordantemente sobre materiales cámbricos (Alternancias de Cumbres). Su edad se fue atribuida por algunos autores al Westfaliense y/o Estefaniense (Mallada, 1898; Gavala,

1927; Jongmans (1951) y posteriormente al Westfaliense B inferior o Westfaliense A superior (Simon, 1953; García-Loygorri y Ortuño, 1969; Ortuño, 1970; ENADIMSA, 1975; Wagner *et al.*, 1983.)

Posteriormente al desarrollo de la deformación principal varisca, en tiempos tardivariscos a postvariscos, se produce en el extremo oriental de la FPI, en contacto con la ZOM, un episodio extensional o transtensivo que da lugar a la creación y relleno de la Cuenca del Viar (Simancas, 1983; García Navarro y Sierra, 1998; Sierra, 2003; Sierra y Moreno, 2004). Está constituido por una cuña de sedimentos heterogéneos, de origen continental (fluviales a lacustres) y arquitectura estratigráfica compleja, compuesta de conglomerados, areniscas y lutitas con intercalaciones menores de calizas y niveles delgados de carbón, junto con rocas volcánicas básicas (basaltos) y ácidas de naturaleza piroclástica y composición riódacítica. Localmente, contiene una abundante flora fósil del Autuniense (Cisuraliense) (Broutin, 1981; Wagner y Mayoral, 2007). Con este episodio se relaciona también algunos retazos de depósitos siliciclásticos pertenecientes a la cuenca carbonífera-pérmica de Alanís-San Nicolás del Puerto. Están constituidos por brechas y conglomerados, sobre los que se apoya (fuera de la Hoja) una secuencia lutítico-arenosa que da paso a capas de carbón y lutitas bioturbadas. Estudios de macro y microflora de superficie, así como de sondeos, de estas cuencas les atribuye una edad entre el Estefaniense y el Autuniense (Broutin, 1974, 1977, 1981, 1982; Apalategui *et al.*, 1985).

Tras el episodio distensivo que dio lugar a la formación de la Cuenca del Viar, en tiempos alpinos, se produce un episodio de compresión que afecta a sus depósitos, produciéndose el plegamiento del relleno vulcanosedimentario de la cuenca dando lugar a una estructura sinclinal de dirección N160°E. Se genera también la falla inversa que limita el borde oriental (Falla inversa del Viar), con un trazado bastante rectilíneo y una dirección de movimiento del bloque de techo hacia el SO (García Navarro y Sierra, 1998).

El registro alpino de esta Hoja geológica, responde a dos dominios geológicos diferentes: Zonas Externas de la Cordillera Bética y Cuenca del Guadalquivir. A ellos se suma el relativo a la etapa de continentalización de los mismos.

En el sector SE de la Hoja, afloran materiales asociados al borde sur de **la Cuenca del Guadalquivir** que pertenecen a las Zonas externas, bien como bloques aislados (107 a, 107 b y 107 c) o bien constituyendo materiales diversos correspondientes a series fragmentarias de la Cordillera Bética (103, 104, 105 y 106).



Diversos autores han estudiado los sedimentos triásicos en este sector de la Cuenca del Guadalquivir, donde se hallan además elementos pertenecientes a las Zonas Externas de la Cordillera Bética (Calderón y Arana, 1890; Staub, 1927; Blumenthal, 1931; Fallot, 1945; Drooger, 1956; Perconig, 1964; Viguiet, 1974; Bourgois, 1978; Roldán, 1988 y 1995; Pérez-López, 1991; Flinch *et al.*, 1996; Fernández *et al.*, 1998) lo que hace que estos materiales tengan una atribución compleja tanto en su adscripción paleogeográfica como de edad y situación respecto al Paleomargen Suribérico. Los materiales de componente mayoritariamente triásica que afloran extensamente en la esquina sur y sureste de la hoja de Córdoba, muestran una fábrica generalizada de brechas de carácter sedimentario, dentro de las cuales se incorporan bloques de tamaño, a veces, hectométrico de elementos del propio Trías y de otras unidades mesozoicas y terciarias pertenecientes a las Zonas Externas de la Cordillera Bética.

El relleno sedimentario la cuenca de antepaís de Guadalquivir es de carácter marino y naturaleza básicamente clástica, y se ha datado en el ámbito de la hoja dentro del periodo comprendido entre el Langhiense y el Plioceno. La sucesión sedimentaria, discordante sobre el substrato, está constituida por seis secuencias deposicionales: Unidad Langhiense-Serravalliense inferior; Unidad Serravalliense superior-Tortonense inferior; Unidad Tortonense superior; Unidad Messiniense, Unidad Messiniense-Plioceno inferior y Unidad Plioceno medio-superior.

El límite septentrional de la cuenca, que marca el contacto con el borde pasivo, lo constituye la Meseta Ibérica, siendo más difícil la definición precisa de su límite meridional, que representa el borde activo de la misma.

La Unidad Langhiense-Serravalliense inferior o Unidad Olistostrómica (Roldán y García Cortés, 1988) se encuentra en el ángulo sudoriental de la hoja de Córdoba, extendiéndose, en afloramientos más o menos continuos desde la sierra de Montilla hasta las inmediaciones de la localidad de El Rubio. Está representada por una sucesión constituida por depósitos de carácter clástico (brechas sedimentarias) dentro de las cuales se incorporan bloques de tamaño, a veces, hectométrico, básicamente de edad triásica y en menor proporción de otras unidades mesozoicas y terciarias, todos ellos procedentes de las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Los procesos gravitacionales son los máximos condicionantes de su génesis. Constituye en su mayor parte el frente móvil del borde activo sobre el que se asientan el resto de unidades que configuran el relleno del borde sur de la Cuenca del Guadalquivir.

Unidad Serravalliense superior-Tortoniense inferior fue definida por Roldán (1988) como Unidad de Castro del Río, incluyendo dos tipos de facies: alternancia de areniscas y margas y margas blancas. Sería equivalente a la parte media del Grupo Atlántida, definido por Riaza y Martínez del Olmo *et al.* (1996). En el borde activo, reposa mediante una discordancia angular sobre la Unidad Olistostrómica. El límite inferior, corresponde a un *onlap* sobre el zócalo de la Meseta. Roldán y Rodríguez-Fernández (1991) interpretaron que la Unidad de Castro del Río se depositó en una cuenca de tipo *piggy-back*, la cual se desarrolló sobre una de las láminas cabalgantes hacia el norte, en el frente de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Todo ello dentro de un esquema general de cuenca de antepaís.

La Unidad Tortoniense superior en el ámbito de la hoja de Córdoba está representada sobre materiales de la Unidad Olistostrómica y sobre la Unidad de Castro del Río, en el sector comprendido entre Puente-Genil y Lucena. Esta unidad sería equivalente a la parte inferior del Grupo Bética, definido por Riaza y Martínez del Olmo *et al.* (1996). Está constituida por margas blancas con intercalaciones de areniscas calcáreas.

La Unidad Messiniense es equivalente a la parte alta del Grupo Bética (Martínez del Olmo *et al.*, 1984), y al Grupo Andalucía de Riaza y Martínez del Olmo (1996). Se reconocen diversas facies. En el borde norte de la Cuenca, hay facies marinas, continentales y mixtas. También hay variabilidad de facies en la parte axial de la cuenca y en el borde sur de la misma. Está formada por facies conglomeráticas proximales, en la base, que lateralmente y hacia techo evolucionan a facies más distales formadas por areniscas, arenas y limos amarillos con intercalaciones de margas, calcarenitas y conglomerados, calcarenitas y limos amarillos que localmente incluyen calizas de algas, y margas gris azuladas.

La Unidad Messiniense-Plioceno inferior, está representada entre el meridiano de Almodóvar del Río y Carmona, y es equivalente al Grupo Andalucía definido por Riaza y Martínez del Olmo (1996). Está formada por margas gris azuladas que pasan lateralmente a calcarenitas y limos amarillos. El espesor de la secuencia aumenta hacia el suroeste, dependiendo no sólo de la forma de la cuenca, sino también de la incisión o erosión de la secuencia suprayacente. El análisis de las calcarenitas de Carmona, permite argumentar que se depositaron en un medio de plataforma somera de tipo rampa homoclinal, en ambientes dominados por tormentas inducidas por situaciones de tipo ciclónico.

La Unidad Plioceno equivale al Grupo Marismas definido por Riaza y Martínez del Olmo (1996). Se dispone discordante, solapa y erosiona progresivamente a la unidad subyacente. En ella se pueden encontrar facies similares a los de la unidad inferior. Las margas azules, a veces intercalan niveles de areniscas amarillas y arenas silíceas en finos estratos que pudieran corresponder a dispositivos deltaicos asociados al borde norte de la Meseta.

Durante el Cuaternario y Pliocuaternario se instala la red fluvial actual, a partir de la paulatina continentalización de la Cuenca del Guadalquivir durante el Plioceno. Un proto-Guadalquivir localizado en el borde meridional evolucionó hacia el norte hasta su actual posición. El resultado es que la mayor parte del registro geológico reciente del valle del Guadalquivir es consecuencia del río que lo drena, especialmente en sus tramos medio y bajo de su recorrido donde forma un desarrollado y asimétrico sistema de terrazas, alcanzando en la hoja de Córdoba su máxima expresión. Las primeras descripciones de las mismas corresponden a Carandell (1925), Carbonell (1930) y Cabanás (1957), este último en la provincia de Jaén. Numerosos trabajos las han estudiado posteriormente, destacando los de Díaz del Olmo *et al.* (1989), Baena Escudero (1993), Baena Escudero y Díaz del Olmo (1994).

Se ha reconocido un sistema de hasta 17 terrazas escalonadas (Díaz del Olmo *et al.*, 1989), aunque Baena Escudero y Díaz del Olmo (1994) y Díaz del Olmo y Baena Escudero (1997), en el tramo medio-bajo del Guadalquivir (provincias de Córdoba y Sevilla) las concretan en 14, escalonadas y solapadas. Mediante determinación paleomagnética, Baena y Díaz del Olmo (1994) consideran el grupo más antiguo en el Pleistoceno inferior, el intermedio en el Pleistoceno inferior y medio, y el más moderno, tránsito medio-superior y Pleistoceno superior. Además de este amplio sistema de terrazas cabe mencionar la existencia de un conjunto de otros depósitos, como varias generaciones de los conos aluviales y glaciares, especialmente desarrollados en la esquina sureste, entre Montilla y Puente Genil; zonas semi-endorreicas, con desarrollo de suelos vérticos y fondos lagunares, especialmente ubicados en el borde centro-meridional de la Hoja, al sur de Écija; coluviones asociados a las mayores elevaciones subbéticas entre Puente Genil y Montilla; algunos afloramientos importantes de costras en el límite meridional y las escombreras del cerro del Hierro.

## 2. ESTRATIGRAFÍA

### 2.1. ZONA SURPORTUGUESA

Únicamente afloran materiales pertenecientes a la ZSP en la esquina SO de la Hoja, a ambos lados de la Cuenca del Viar.

Oliveira (1990) sintetizando los trabajos anteriores propone una división de la Zona Surportuguesa en cinco dominios tectoestratigráficos: Ofiolita de Beja-Acebuches, Antiforme del Pulo do Lobo, Faja Pirítica Ibérica, Grupo Flysch del Bajo Alentejo, y Sudoeste de Portugal (Figura 2.1). Oliveira *et al.* (2006) consideran que la ZSP está integrada por los cuatro últimos dominios.

Leistel *et al.* (1998c), basándose en esta propuesta y recogiendo los nuevos modelos de evolución tectónica del Sur del Macizo Ibérico, establecen una relación cronoestratigráfica entre los diferentes dominios que componen la Zona Surportuguesa. Los principales de norte a sur son: Antiforme Pulo do Lobo, Faja Pirítica Ibérica, Grupo Flysch del Bajo Alentejo y Subzona Aljezur-Carrapateira.

Moreno y González (2004) distinguen en la Zona Surportuguesa tres dominios con características litológicas, estructurales y paleogeográficas diferentes. De N a S son: 1) Dominio septentrional o Pulo do Lobo, 2) Dominio central o Faja Pirítica Ibérica, y 3) Dominio meridional o SO Portugués. También incluidos en la Zona Surportuguesa pero tardíos respecto a la evolución de la cuenca, se encuentran las intrusiones magmáticas de la Sierra N de Sevilla y los depósitos tipo molasa de la Cuenca Pérmica del Viar.

Mantero *et al.* (2006), distinguen también los tres dominios anteriores, si bien en el Dominio Septentrional incluyen las rocas plutónicas del Batolito de la Sierra Norte de Sevilla (BSN) y las sucesiones de metapelitas y cuarcitas en él incluidas.

Matas *et al.* (1992) diferencian los mismos dominios, subdividiendo el Dominio Central en dos dominios tectónicos; uno septentrional con una tectónica predominantemente de cizalla y otro meridional con desarrollo de pliegues y cabalgamientos de vergencia Sur.

### 2.1.1. Dominio del Pulo do Lobo

Se sitúa en el borde norte de la Zona Surportuguesa, entre la Alineación Ígnea de Beja-Acebuches (Anfibolitas de Beja-Acebuches) y el Dominio de la Faja Pirítica Ibérica.

Se trata de una estructura antiformal constituida por varias unidades detríticas. La formación más baja, que ocupa en cartografía la posición central, es la Formación Pulo do Lobo formada por filitas, cuarcitas y escasos niveles volcánicos, fuertemente deformada y con abundantes venas de cuarzo; en su interior aparecen basaltos de afinidad MORB (Munhá, 1983; Giese y Bühn, 1993). Algunos investigadores consideran esta unidad como una *mélange* (Eden y Andrews, 1990).

Estratigráficamente más altas se diferencian varias formaciones terrígenas agrupadas en el Grupo Ferreira-Ficalho (banda de afloramientos al N de la Fm Pulo do Lobo) y el Grupo Chança (al S), cuyas características han sido resumidas por Oliveira (1990).

Las formaciones terrígenas superiores tienen una deformación más sencilla que la inferior, y en ellas se han encontrado esporas y acritarcos del Frasnense (Lake, 1991), Fameniense inferior-medio (Oliveira *et al.*, 1986) y del Fameniense superior (Giese *et al.*, 1988), pudiendo alcanzar la base del Tournaisiense (Rodríguez González, 1999, 2011).

Su límite N con la Alineación Ígnea de Beja-Acebuches, es un accidente desarrollado en condiciones dúctil-frágiles denominado Ferreira-Ficalho, en Portugal, y "Zona de Cizalla Suribérica" por Crespo Blanc y Orozco (1988), en su prolongación en España.

Dejando a un lado estas formaciones terrígenas del Devónico Superior, probablemente discordantes, el Dominio del Pulo do Lobo ha sido interpretado como el prisma de acreción de una subducción de la ZSP debajo de la ZOM, que fue activa durante el Devónico Inferior-Medio (Silva *et al.*, 1990; Eden y Andrews, 1990). Posteriormente Rubio Pascual *et al.* (2011, 2013) encuentran alta presión (lawsonita) en la parte inferior de la Fm Pulo do Lobo (esquistos y anfibolitas de Los Ciries) e interpretan que junto con otra unidad de la ZSP (Unidad de La Minilla; agrupación de las unidades de La Minilla y Las Pajanosas), así como con varias de la ZOM (unidades de El Cubito-Moura y su *mélange* basal, y Grupo de Fuenteheridos, incluyendo la Fm La Umbría), donde también encuentran evidencias de alta P, formaron parte de una

cuña orogénica desarrollada por la acreción de láminas (*slabs*) subducidas del margen continental más externo de Gondwana y probablemente otros elementos del dominio Rheico, con un sentido aproximado de techo hacia el NE, desde al menos el Devónico medio al Tournaisiense basal. En este marco se habrían depositado diferentes formaciones sinorogénicas en distintas posiciones y momentos geodinámicos en la evolución del prisma, desde el complejo de subducción a etapas tardicolisionales.

En el área de la Hoja solo se encuentra representada una unidad de este dominio, perteneciente al Grupo Ferreira-Ficalho, en el sector SO.

#### 2.1.1.1. Grupo Ferreira-Ficalho

##### 2.1.1.1.1. *Fm Horta da Torre (27, 26)*

Fue definida por Oliveira *et al.* (1986a) en Portugal, donde comprende pizarras negras, limolitas, cuarzovacas y cuarcitas con bioturbación. Equivale a la Fm Cuarcita de Calvario de Simancas (1983) al S de Almadén de la Plata (Hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán), desde donde se continúa como una estrecha banda hacia el O durante más de 100 km, entre la Anfibolita de Beja-Acebuches y la Fm Pulo do Lobo. Los límites norte y sur de la formación en la vecina hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán son dos importantes fallas cabalgantes con vergencia sur.

Se encuentra situada en el sector SO de la presente Hoja, inmediatamente al E de la Cuenca del Viar, también entre dos estructuras de cabalgamiento, con dirección N160°E y vergencia suroeste.

Se trata de un conjunto de metasedimentos en los que se alternan pizarras y pizarras cuarzosas con intercalaciones de metareniscas y cuarcitas (27), generalmente de colores grises a verdosos y amarillento. En este sector la unidad muestra un tramo aparentemente continuo de metareniscas a cuarcitas masivas de color blanco a marfil (26), denominado como “Cuarcita del Calvario” por Simancas (1983).

Pueden distinguirse a grandes rasgos dos paquetes con predominio cuarcítico, intercalado entre tramos pizarrosos. El tramo inferior metapelítico es de color gris azulado y las intercalaciones cuarcíticas (sublitarenitas y subarcosas de grano fino) son de color gris a negro, en tanto que el tramo de siliciclásticos finos, aflorante al sur de la “Cuarcita del Calvario”, es de color verdoso y las intercalaciones de arenisca son de grano fino a medio, de color amarillento, constitución sublitarenítica y esporádicamente pueden observarse estructuras sedimentarias (Apraiz *et al.*, en prensa).

Los tramos cuarcíticos, con espesores de 30 a 35 m, se muestran como una secuencia grano y estratocreciente, en sentido noreste-suroeste, comenzando con alternancias muy finas en el contacto gradual con las metapelitas grises para finalizar con cuarcitas blancas masivas de grano medio en capas decimétricas. Composicionalmente varían desde sublitarenitas y subarcosas a cuarzoarenitas, según el sentido descrito. Localmente, sobre las cuarcitas blancas masivas, se observa un paquete decamétrico de cuarcitas tableadas en capas de 5 a 6 cm, en las que parecen observarse estructuras de ola así como bioturbaciones a muro de capa.

Al microscopio muestran una textura granoblástica equigranular. Están formadas fundamentalmente por cuarzo, con algunas micas blancas, y en proporciones accesorias: menas metálicas, circón, apatito, turmalina y epidota (Apalategui *et al.*, 1984, 1990).

En la vecina hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán, Lake (com. or. 1988, en Crespo Blanc, 1989) mediante palinomorfos en pizarras violáceas (negras en fresco) obtiene una edad Fameniense inferior a medio. Posteriormente, se han encontrado, en su continuación en Portugal, esporas bien preservadas, asignadas a la base de la biozona VH del Fameniense superior, así como la presencia muy abundante de acritarcos y algas prasinófitas (Pereira *et al.*, 2006a, 2008).

Si bien esta unidad aflora aislada entre cabalgamientos, sus características litoestratigráficas y su posición nos lleva a correlacionarla regionalmente con la Fm Horta da Torre, del Dominio del Pulo do Lobo, por lo que su edad sería Devónico superior (Fameniense).

### **2.1.2. Dominio de la Faja Pirítica Ibérica**

La FPI ocupa una banda arqueada de 250 Km de largo por 25 a 70 km de ancho, en dirección aproximada E-O en su parte española, girando hacia el NO en Portugal. Comprende materiales sedimentarios e ígneos de edad Devónico-Carbonífero Inferior y, hacia el E, está intruida por el Batolito de la Sierra Norte (BSN).

A escala regional, la secuencia litoestratigráfica es en su mayor parte muy simple con tres unidades litológicas fácilmente reconocibles: Grupo Filítico-Cuarcítico (P-Q); Complejo Vulcanosedimentario (CVS); y Grupo Culm (Schermerhorn, 1971), salvo en el sector más oriental, donde existe una unidad compleja, afectada por una historia deformativa y metamórfica más larga, e intruida por el Batolito de la Sierra Norte (BSN), denominada Unidad de La Minilla-Las Pajanosas. Sin embargo, a escala

de la cartografía, las series se complican considerablemente por tres factores principales: Cambios bruscos laterales y verticales de facies, causados por las propias litologías de las formaciones, diacronías importantes entre los diferentes cuerpos, e intensa tectonización con frecuentes despegues de láminas rocosas.

Quesada (1991) propone una división del registro estratigráfico de la ZSP en una Megasecuencia Preorogénica y varias Secuencias Sinorogénicas, que en el Dominio de la FPI, vienen representadas por orden cronológico por el Grupo Filítico-Cuarcítico (PQ) como Preorogénica y el Complejo Vulcano Sedimentario (CVS) y el Grupo Culm (GC) como Secuencias sinorogénicas. El Batolito de la Sierra Norte de Sevilla (BSN) y el relleno de la Cuenca Pérmica del Viar representarían los estadios sin-tardiorogénicos del evento varisco en este sector del Macizo Ibérico.

Oliveira (1990) divide a la FPI en dos dominios: Rama Meridional Parautoctona y Rama Alóctona Septentrional. Las correlaciones en la Rama Meridional están relativamente bien establecidas, no así en la Septentrional.

Quesada (1998), aporta una nueva división para la parte española, basada fundamentalmente en criterios litoestructurales, definiendo tres grandes unidades: Bloque Occidental, Central y Oriental. Los criterios de diferenciación y sus límites son principalmente estructurales, pero esta estructuración está condicionada por la tectónica sinsedimentaria lo que da lugar a diferencias litoestratigráficas entre los diferentes bloques.

Matas *et al.* (1992) diferencian los tres dominios establecidos, subdividiendo el Dominio Central en dos dominios tectónicos; uno septentrional con una tectónica predominantemente de cizalla y otro meridional con desarrollo de pliegues y cabalgamientos de vergencia Sur.

Para Rubio Pascual *et al.* (2011, 2013), estas unidades, se habrían depositado como formaciones sinorogénicas relacionadas con distintas posiciones y momentos geodinámicos en la evolución de una cuña orogénica, desde el complejo de subducción a etapas tardicolisionales. Esta cuña orogénica se desarrollaría por la acreción de láminas subducidas del margen continental más externo de Gondwana y probablemente otros elementos del dominio Rheico, con un sentido aproximado de techo hacia el NE, desde al menos el Devónico medio al Tournaisiense basal, dando lugar a la existencia de evidencias de alta P en diversas unidades del Dominio Évora-Aracena de la ZOM, así como en el Dominio del Pulo do Lobo y en la Unidad de La Minilla (que incluye en



la vecina hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán a las unidades de La Minilla y Las Pajanosas) dentro de la FPI.

En la presente Hoja de Córdoba, únicamente está representado un pequeño afloramiento en su borde O, junto al borde N del Guadalquivir, de la Unidad de La Minilla (25).

#### 2.1.2.1. Unidad de La Minilla (25)

Se observa únicamente en un pequeño afloramiento en el borde O de la Hoja, al oeste de la Cuenca del Viar, intruido por cuarzodioritas y gabros del BSN (9). Están mucho mejor representados en el sector oriental de la Hoja vecina de Sevilla-Puebla de Guzmán, y son correlacionables con los definidos por Simancas (1983), como Formación El Ronquillo.

En campo suelen presentar un color oscuro a negro para aquellas zonas donde predominan las pizarras, y tonos más claros para zonas con mayor contenido en cuarcitas, así como aquellas con un alto grado metamórfico. Se trata de una secuencia pelítica muy tectonizada, que consiste en pizarras negras-grises, cuarcitas a veces negras y cuarcitas micáceas.

El metamorfismo regional primero que afecta a estas rocas es difícil de reconocer debido a la superposición de un metamorfismo de bajas P y alta T posterior producido, en parte, por la intrusión de los granitoides pertenecientes al batolito de la Sierra Norte, desarrollándose moscovita, biotita, andalucita y cordierita, principalmente, y en algunos casos sillimanita y feldespato potásico.

La fábrica principal que se reconoce en los afloramientos es un bandeo tectónico ( $S_2$ ), fácilmente observable a escala de afloramiento, muchas veces está marcado por cuarzos de exudación. Esta fábrica implica una superposición de deformaciones en las que la principal, o más evidente en el campo, se superpone sobre un plegamiento con esquistosidad previa, observándose en algún caso una foliación replegada por pliegues abiertos recristalizada incluida a veces en blastos de andalucita. También se ven *ribbons* de cuarzo, a veces plegados por pliegues apretados y poligonizados y una foliación de crenulación con bandeo tectónico recristalizada. Es frecuente la existencia de venas de cuarzo plegadas y abudinadas con charnelas disruptadas y la foliación principal de plano axial. El metamorfismo de baja P y alta T,

mencionado anteriormente, se desarrolla sobre la  $S_2$  y a su vez los blastos de andalucita y cordierita están afectados por una crenulación ( $S_3$ ).

Los rasgos tectonosedimentarios que se observan en estos materiales, como el presentar al menos dos etapas de deformación previas a la intrusión del BSN, que ha sido datado entre  $346.3 \pm 0.8$  Ma (Barrie *et al.*, 2002) y  $354.4 \pm 5/-4$  Ma (Dunning *et al.*, 2002), hecho no observado en materiales del Devónico superior al Viseense inferior de la FPI, permiten atribuirlo a un sustrato pre-devónico superior, al menos; si bien algunos autores los han comparado con materiales de la Serie Negra y afines (Díez Montes *et al.*, en prensa a; Dunning *et al.*, 2002).

Al microscopio está constituida por cuarcitas más o menos micáceas, a veces grafitosas, cuarzoeskistos, así como limolitas con laminaciones pizarrosas y filitas y pizarras mosqueadas, afectados por una historia deformativa más larga, así como por un metamorfismo regional y estático diferente al del resto de la FPI.

Se observan así a menudo una o dos fases de deformación con metamorfismo regional asociado, previas a una etapa de metamorfismo de baja P y alta T que puede llegar a desarrollar corneanas con moscovita, biotita, andalucita, cordierita y en algunos casos sillimanita y feldespatos potásicos. Esta etapa puede en parte estar relacionada con la intrusión de las rocas plutónicas del BSN.

### **2.1.3. Cuenca del Viar**

La Cuenca del Viar se configura como una depresión morfológica según una orientación NNO-SSE, con una extensión de más de 30 Km en su eje mayor y una amplitud máxima de 8 Km. Su borde oriental lo constituyen los materiales de la ZOM y se observa como un brusco escalón morfológico sobre el suave relieve de la cuenca, en tanto que el borde occidental lo constituyen los materiales de la ZSP y mostrando una morfolología más atenuada y uniforme.

El registro sedimentario de esta cuenca está constituido por materiales fundamentalmente detríticos de color rojo y rocas volcánicas básicas, con una representación menor de depósitos volcanoclásticos y lavas ácidas (Díez Montes *et al.*, en prensa a; Wagner y Mayoral, 2007), que aparecen en discordancia angular y erosiva sobre las rocas de la ZSP y son cabalgados por las series de ZOM a lo largo del escalón morfológico de su límite nororiental. Comienzan siendo depósitos fluviales y evolucionan a depósitos lacustres (Wagner y Mayoral, 2007).

Al Sur son recubiertos en discordancia por los depósitos neógenos marinos de la Depresión del Guadalquivir (Díez Montes *et al.*, en prensa a).

Mallada (1898), asigna a estos depósitos una edad carbonífera, mientras que Gavala (1927) atribuyó estos materiales al Pérmico, basándose principalmente en una asociación de fósiles vegetales, en la que destaca la presencia de *Walchia piniformis*, Schlotheim, *Walchia imbricata*, Schimper y *Walchia hypnoides*, Brongniart. Simancas *et al.* (1983) atribuyen una edad Autuniense (Cisuraliense) para las diferentes unidades litológicas que describen y Broutin *et al.* (1994) les ubica en su trabajo de síntesis del Pérmico inferior del SO de Europa. Wagner y Mayoral (2007) encuentran vegetación fósil (esfenopsidas, helechos, pteridospermas, y cordaites, además de raros troncos de licopsida) que caracterizan al Autuniense medio (Cisuraliense). La parte más alta de la sucesión (103, 104, 105) es atribuida por Broutin (1981) posiblemente al Triásico, de acuerdo con la asociación palinológica. Esta posibilidad es apoyada por Wagner y Mayoral (2007), basándose en el hallazgo de huellas de dinosaurio por Bernáldez (1987). En la leyenda de la Hoja se ha mantenido como Cisuraliense.

El contacto entre los materiales del Pérmico inferior y posible Triásico de la Cuenca del Viar y los del Paleozoico inferior de su borde oriental, pertenecientes a la ZOM, fue reconocido como una falla inversa por Simón (1943) y posteriormente otros autores (Simancas, 1983; García Navarro y Sierra, 1998), con una dirección de movimiento del bloque de techo hacia el SO.

Simancas (1983) englobó bajo la denominación de “Formación Capas Rojas del Viar” a la totalidad del registro sedimentario de la Cuenca, diferenciando cinco miembros de los cuales realiza una descripción pormenorizada, así como de su evolución lateral. De muro a techo define:

Miembro basáltico y detrítico rojo de Gargantafría.

Miembro detrítico silíceo gris de Los Canchales.

Miembro basáltico superior.

Secuencia detrítica roja superior, subdividida en el sector Sur en el Miembro detrítico rojo y Miembro carbonático.

Gavala (1927) cita en el que denomina “tramo intermedio”, interestratificados entre areniscas horizontes de capas de pizarras muy silíceas gris claro a las que acompañan pizarras carbonosas y delgados lentejones de carbón, en las que se conservan fosilizados numerosos troncos de 30-40 cm de diámetro, en posición normal.

Díez Montes *et al.* (en prensa a) han establecido dos megasecuencias cuyo ámbito de afloramiento corresponde de forma aproximada a los sectores septentrionales para, la que se denomina megasecuencia inferior y a los meridionales para la superior.

### 2.1.3.1. Megasecuencia inferior

En el sector situado más al NO de la cuenca, en la vecina hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán (74-75), está constituida por cuatro términos, que de muro a techo son: conglomerados heterométricos polimícticos y angulosos rojo-violáceo; basaltos olivínicos; conglomerados, areniscas, lutitas rojas y coladas básicas; y gravas, areniscas, lutitas, lignitos, silixitas y carbonatos gris-amarillento. Lateralmente esta secuencia pasa a un único término (conglomerados heterométricos polimícticos y angulosos rojo-violáceo) que es el único representado en el sector SE de la cuenca, y en la presente Hoja de Córdoba.

#### 2.1.3.1.1.- *Conglomerados heterométricos polimícticos y angulosos rojo-violáceo (28)*

Los materiales más antiguos aflorantes en la Cuenca del Viar son potentes paquetes de conglomerados de color rojo vinoso discordantes sobre el sustrato de las rocas de la FPI. Este tramo muestra unas capas inferiores con abundante matriz lutítico-arenosa, una heterometría muy marcada con bloques de hasta 1 m<sup>3</sup> en el vértice NO de la cuenca y un redondeamiento que va de anguloso para el centil a subredondeado para la primera moda. Es común que su composición esté directamente relacionada con el sustrato próximo aflorante. Así, en el entorno del Berrocal (más al NO en la vecina Hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán), comienzan por coladas con trama abierta, matriz arenosa y cantos centimétricos de granito subredondeados (cantos del granito sobre el que son discordantes) continúan con capas constituidas por cantos de metasedimentos derivados del Grupo P-Q subredondeados a subangulosos con fuerte heterometría (bimodales) y finalizan con capas de cantos cuarcíticos (cuarcita blanca) de tamaño decimétrico en matriz lutítica roja, y cuya procedencia son los relieves de la cuarcita del Calvario (Fm Horta da Torre) situados al Norte (Dominio del Pulo do Lobo).

En su proximidad, los conglomerados que afloran en el Arroyo de Calzadilla, heterométricos, con centil en m<sup>3</sup>, heterolíticos (*debris flow*) y coladas que se apoyan bien sobre el Dominio del Pulo do Lobo, al Norte, bien sobre el granito, al Sur, puede observarse una gradación en la constitución del espectro de las capas y una zona de mezcla en cuerpos de relleno de canal que arrancando de los abanicos de conglomerados se interestratifican en los basaltos.

El espectro de los conglomerados basales en el sector meridional (en la Hoja de Córdoba), muestra un predominio de cantos de rocas plutónicas básicas y ácidas subredondeadas en los que se identifican las facies de rocas plutónicas y filonianas (diabasas) del BSN y porcentajes minoritarios de esquistos negros de las unidades de La Minilla y Las Pajanosas de la FPI y cantos de cuarzo a veces acumulados en capas concretas. En este sector la heterometría es mucho menor y mayor el redondeamiento.

La evolución vertical del tramo muestra una pérdida progresiva de matriz lutítica en las coladas junto a la aparición de cuerpos estratificados que en lateral pasan a facies de relleno de canal en gravas con estratificación cruzada en surco. Estos materiales se interpretan como depósitos de abanicos aluviales evolucionando a medios fluviales (Díez Montes *et al.*, en prensa a; Sierra *et al.*, 1999; Sierra y Moreno, 2004), o como depósitos de relleno de paleovalle más profundo hacia el NO (Wagner y Mayoral, 2007).

#### 2.1.3.2. Megasecuencia superior

La megasecuencia superior puede subdividirse en dos secuencias, grano y estratodecrecientes y carbonato crecientes (Díez Montes *et al.*, en prensa a).

En la vecina Hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán comienza por un nivel de basaltos olivínicos en el sector de la banda de fracturación sinistra del Embalse de Cala, no representado al SE de la cuenca, en esta hoja. Al Sur de esta banda de fracturación la megasecuencia superior se desarrolla directamente sobre un conglomerado basal (**100**) que conceptualmente sería el equivalente lateral de toda la megasecuencia inferior (Díez Montes *et al.*, en prensa a).

##### 2.1.3.2.1.- *Alternancia de conglomerados, areniscas y lutitas rojas (29, 31) con arenas, lutitas y carbonatos de tonos grises y policolores (30,32, 33)*

Díez Montes *et al.* (en prensa a) establecen en esta megasecuencia, para toda la Cuenca del Viar, cuatro litosomas en los que se alternan de muro a techo tramos de conglomerados, areniscas y lutitas rojas (29, 31) con areniscas, lutitas grises, margas versicolores y carbonatos de colores rojo a abigarrados (30, 32, 33), de los cuales el superior (32, 33) solo aflora en esta Hoja, no haciéndolo en la vecina hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán.

Los tramos de conglomerados y areniscas son en general cuerpos con base erosiva, estratificación cruzada en surco, cruzada tabular con *ribs* de gravas, de cuarzo a techo y laminación de ripples en las areniscas.

Hay múltiples cicatrices de reactivación y acreción lateral en los cuerpos mayores. La morfología de estos rellenos de canal responde a unas características de ríos con canales entrecruzados (*braided*) con fuerte desarrollo de los sistemas de barras, si bien en otros cuerpos la acreción lateral parece definir ríos de tipo meandriforme, y por último no es infrecuente la observación de canales individualizados en masas heterolíticas en las que son muy erosivos.

El espectro composicional de estos detríticos gruesos no presenta variaciones sustanciales en ambos miembros. Se trata de litarenitas con un predominio de cantos de pizarras y esquistos y porcentajes menores de cantos de cuarzo, granitoides y de roca básica. Las areniscas tienen una composición similar, pudiéndose precisar que estarían más cercanas a sublitarenitas y/o subarcosas, pero siempre dependiendo de los sectores en los que estén enclavados.

Alternando con estos tramos de detríticos gruesos, se encuentran otros dos tramos de composición mixta siliciclástico-carbonatada.

En general se trata del acumulo de una secuencia elemental positiva constituida por un término de arenisca de grano fino a veces con grava dispersa, con laminación paralela y cruzada de ripples en paso a fangolitas rojas con bioturbación creciente, en las que hacia techo se intercalan nódulos carbonatados y niveles carbonatados nodulizados en el tramo inferior, en tanto que el techo de la serie aflorante en la Cuenca del Viar (104, 105) está caracterizada por capas de micritas y biomicritas grises a crema con porosidad fenestral muy desarrollada, de tal forma que algunas capas tienen aspecto intraclástico (brechas de cantos). Hay sílex en nódulos de color negro y gris, y capas discontinuas de sílex, intercaladas en los paquetes margosos de color blanco que separan las calizas. El contenido faunístico de estas calizas es de ostrácodos y gasterópodos.

De esta forma, la megasecuencia superior se estructura en dos secuencias granodecrecientes con un término inferior conglomerático en el que se caracterizan depósitos de relleno de canales fluviales posiblemente de un tipo *braided* y un término superior con depósitos de desbordamiento (*crevasse-splay*) y fundamentalmente de llanura de inundación donde se identifican depósitos carbonatados en charcas (*ponds*) con bioturbación interna. En la secuencia superior, la lámina de agua llega a cubrir al

menos los sectores centromeridionales, dando lugar a depósitos extensivos de carbonatos y geles silíceos.

Sierra (2004) sugiere que hay una ruptura mayor bajo una unidad de conglomerados y areniscas situada en la base de esta secuencia superior (**103**), cuyo tramo más alto está constituido por lutitas grises, margas policolores y capas de carbonato. Para Broutin (1981) estos depósitos pertenecerían posiblemente al Triásico, de acuerdo con la asociación palinológica, al igual que para Wagner y Mayoral (2007), basándose en el hallazgo de huellas de dinosaurio por Bernáldez (1987).

El espesor promedio de la megasecuencia en las transversales del sureste puede estimarse en un mínimo de 500 m.

De las características de estos depósitos, podría deducirse que el clima durante el Pérmico podría ser cálido-húmedo con estaciones lluviosas y secas bien diferenciadas, las cuales permitieran la liberación del hierro, su transporte y fijación como  $Fe_{3+}$ , así como ciclos de mayor disponibilidad hídrica que ocasionan el desarrollo de lagos de dimensiones variables durante el período considerado.

A partir de la campaña de sísmica que realizó García Siñeriz (1944), Simancas (1983), confecciona un mapa de isobatas de la base del Pérmico por el que puede determinarse que la cuenca muestra un aumento en los espesores hacia el sureste, siendo probable que, dado el encuadre cartográfico de las megasecuencias, este hecho sea un reflejo de la disposición sedimentaria original, en la que se pone de manifiesto una migración del depocentro de la primera a la segunda megasecuencia en sentido NNE-SSO.

El registro sedimentario de la Cuenca del Viar se encuentra plegado suavemente en una estructura sinclinal de dirección  $N160^{\circ}E$ , en la que un flanco occidental tiene buzamientos inferiores a  $20^{\circ}$  y el oriental está subvertical a invertido (vergencia oeste) y cabalgando por los materiales del Pulo do Lobo y de la ZOM

## 2.2. ZONA DE OSSA-MORENA

### 2.2.1. Flanco N y núcleo del Antiforme de Olivenza-Monesterio

#### 2.2.1.1. Serie Negra

Está constituida por esquistos oscuros, cuarzoquistos y metagrauvas con intercalaciones de cuarcitas negras y anfibolitas. Fue definida por Carvalhosa (1965).

En la transversal de Monesterio-Fuente de Cantos, Eguíluz (1988) distinguió dos conjuntos: uno inferior al que denominó Sucesión Montemolín y uno superior al que denominó Sucesión Tentudía. Esta división es necesario revisarla a escala regional ya que el metamorfismo a veces es posterior al depósito y estructuración de ambos conjuntos. En la zona de Mérida se puede establecer con seguridad la existencia de dos conjuntos separados por una discordancia de edad y deformación diferentes (Valverde *et al.*, en prensa)

Su edad debe ser Neoproterozoico ya que se sitúa por debajo del Cámbrico inferior datado paleontológicamente. Las dataciones absolutas obtenidas por diversos autores en la ZOM (Quesada y Dallmeyer, 1989; Dallmeyer y Quesada, 1992; Schäfer *et al.*, 1993; Ordóñez Casado, 1998; Fernández Suárez *et al.*, 2002), varían entre  $550\pm 7$  Ma para las anfibolitas (Dallmeyer y Quesada, 1992) y 563-545 Ma para circones detríticos de la Sucesión de Tentudía (U-Pb SHRIMP, Schäfer *et al.*, 1993; LA-ICP MS, Fernández-Suarez *et al.*, 2002) y  $591\pm 11$  Ma para gneises biotíticos de la Sucesión de Montemolín (Ordóñez Casado, 1998), lo que incluiría a la Serie Negra en el Ediacárico. Sin embargo, la existencia de una edad de  $541\pm 2,4$  Ma obtenida en circones detríticos de metagrauvas de la parte superior de la Serie Negra (Sucesión de Tentudía) en el núcleo de la Antiforma de Olivenza-Monesterio, por Fernández Suárez *et al.* (2002) lleva a pensar que hay dos secuencias dentro de la Serie Negra y la superior podría alcanzar el Cámbrico basal.

Por su parte en el DOV de la ZCI, Linnemann *et al.* (2008) y Pereira *et al.* (2008), datan circones detríticos de metagrauvas de la Serie Negra estableciendo su edad entre los 540 y 580 Ma, mientras que Valverde Vaquero *et al.* (en prensa) datan en  $587\pm 2,5$  Ma el Granito de Valsequillo, que intruye en materiales de la Serie Negra con deformación y metamorfismo previo, lo que llevaría su límite inferior, al menos a la base del Ediacárico.

#### 2.2.1.1.1. Esquistos y cuarzoquistos biotíticos (40) con intercalaciones de ortogneises (41), anfibolitas (42) y metavulcanitas ácidas (43). Sucesión Montemolín

La Sucesión Montemolín está constituida principalmente por esquistos y cuarzoquistos biotíticos con intercalaciones de paragneises, cuarcitas negras y



pequeños lechos de rocas carbonatadas (Apraiz *et al.*, en prensa), así como de ortogneises (41), anfibolitas (42) y metavulcanitas ácidas (43).

Los esquistos y cuarzoesquistos biotíticos (40) son rocas esquistosas, oscuras, en ocasiones laminadas, de grano fino, formadas por cuarzo, plagioclasa y biotita como componentes principales; siendo los accesorios más comunes la moscovita, tremolita, grafito, circón y opacos. En ellos se intercalan gneises plagioclásico-biotíticos que evolucionan a paragneises biotíticos, a veces con gran cantidad de grafito y con lentejones o finos niveles de cuarcitas negras y jaspilitas. Estas rocas proceden, en su mayor parte, de una serie vulcanosedimentaria ácida. Algunas muestras conservan aún texturas originales de rocas volcánicas ácidas de composición riolítico-dacítica. Al microscopio, están compuestas principalmente por cuarzo, feldespatos (sobre todo plagioclasa, pero también feldespato potásico) y biotita. También pueden ser componentes principales grafito, clorita, moscovita y opacos. Entre los minerales accesorios destacan apatito, opacos, epidota, esfena, circón y en ocasiones feldespato potásico (Apalategui *et al.*, en prensa).

Las cuarcitas negras tienen una textura granoblástica, casi siempre bandeada, y una mineralogía simple constituida de forma casi exclusiva por cristales de cuarzo entre los que se observa una diseminación de pequeños cristallitos de grafito y opacos (Apraiz *et al.*, en prensa).

Las anfibolitas (42) muestran texturas granonematoblásticas a nematoblásticas, a veces con tendencia blastoporfidica o blastogranular. Se trata de anfibolitas con hornblenda y diópsido, metagabros anfibólicos, y a veces epidotitas con anfíbol. Al microscopio, presentan como minerales principales: plagioclasa, anfíbol verde (hornblenda-actinolita)  $\pm$  cuarzo, y en ocasiones diópsido, opacos, epidota, clorita y actinolita. Como accesorios destacan apatito, epidota, biotita y a veces diópsido; y como secundarios calcita, óxidos, sericita y prehnita, clorita, epidota y feldespato potásico (Apalategui *et al.*, en prensa).

La potencia de la sucesión debe superar los 1000 m (Apraiz *et al.*, en prensa).

#### 2.2.1.1.2. *Metagrauvacas, cuarzoesquistos, pizarras y tobas (44) con intercalaciones de metavulcanitas ácidas (43) y metabasitas (45). Sucesión Tentudía*

La Sucesión Tentudía está compuesta por una alternancia de metagrauvacas y pizarras grises o negras con intercalaciones de cuarcitas negras y lentejones de liditas y

tramos carbonatados, esquistos oscuros, metatobas, meta-andesitas y otras rocas de origen vulcanosedimentario (Matas *et al.*, en prensa).

El metamorfismo que presenta esta sucesión es de grado bajo a muy bajo.

Las facies más generalizadas corresponden a una alternancia de pizarras y grauvacas, en bancos de orden centimétrico a decimétrico de espesor. Las estructuras de ordenamiento interno más comunes son: estratificación cruzada y granoselección. En el muro de algunos estratos se observan estructuras de impacto o arrastre como *groove cast* o *chevron cast* (Roldán *et al.*, en prensa).

Los términos grauváquicos presentan texturas clásticas esquistosas. Los granos son muy heterométricos e irregulares, y están formados por clastos monominerálicos de cuarzo, plagioclasa y feldespatos potásico, y fragmentos de rocas fundamentalmente de naturaleza ígnea y volcánica. La matriz está constituida esencialmente por clorita y micas blancas. Circón, apatito, turmalina, esfena y menas opacas son los principales accesorios (Matas *et al.*, en prensa, Apraiz *et al.*, en prensa). Las pizarras presentan texturas lepidoblásticas esquistosas con abundantes micas (Roldán *et al.*, en prensa).

En las proximidades del Embalse del Retortillo, los términos más bajos reconocidos, son esquistos y cuarzoesquistos grafitosos de grano fino o muy fino. Al microscopio los niveles esquistosos inferiores, presentan textura lepidoblástica y/o granolepidoblástica, y están formados principalmente por cuarzo, biotita, moscovita, clorita y grafito; y como accesorios apatito, circón y turmalina (Roldán *et al.*, *op. cit.*)

La potencia de la sucesión debe oscilar entre 500 y 1000m.

#### 2.2.1.2. Grupo Malcocinado

Fue definida como formación por Fricke (1941). En el área estudiada forman una banda que, discordante sobre la Serie Negra, se prolonga desde el sur de Constantina hasta las inmediaciones del embalse del Pintado. En ella son abundantes las rocas tobáceas y epiclásticas ácidas (46, 47) y de afinidad andesítica (48), que presentan intercalaciones de paquetes conglomeráticos (49) de espesor variable, constituidos por cantos de composición volcánica y otros del substrato, especialmente de pizarras, grauvacas, granitoides, cuarzo y cuarcitas negras (Eguíluz *et al.*, en prensa). Algunos de los cantos del substrato presentan una estructuración previa (Eguíluz, 1988). También presentan intercalaciones de rocas lávicas, tanto de composición ácida (52) como intermedia y básica (51). Además pueden encontrarse lentejones de calizas (50)

A techo aumenta la proporción de material retrabajado y terrígenos hasta aparecer rocas arcósicas en el límite con los materiales cámbricos (Fm Torreárboles) (Matas *et al.*, en prensa).

A escala regional, este volcanismo de carácter calcoalcalino se interpreta como un volcanismo sinorogénico, ligado a un margen activo de tipo andino o de arco isla de edad Precámbrico Superior (Sánchez Carretero *et al.*, 1988).

No se han encontrado fósiles en esta Hoja; sin embargo, por su posición estratigráfica, debajo del Cámbrico basal datado paleontológicamente, así como por la presencia, en otros lugares de fósiles de pared orgánica y cianobacterias, se le ha atribuido una edad Vendense (Liñán y Palacios, 1983; Liñán y Quesada, 1990). A partir de las dataciones radiométricas de algunos cuerpos intrusivos en la misma se obtienen edades entre 520 y 540 Ma, sin que pueda descartarse por tanto, una edad Cámbrico basal (Schäfer, 1990; Ochsner, 1993; Ordóñez Casado, 1998; Montero *et al.*, 2000). En el DOV de la Zona Centroibérica, Eguíluz *et al.* (inédito, com. pers.), encuentran para el Granito de El Escribano, relacionado con el Grupo Malcocinado, una edad Ar/Ar en hornblenda de  $539 \pm 2.6$  Ma.

#### 2.2.1.2.1. Pizarras, areniscas y tobas (46) con intercalaciones de metacineritas (47).

El grueso del grupo lo constituye un conjunto vulcanosedimentario, en el que se han diferenciado los niveles más significativos de pizarras y/o metacineritas (47), así como los niveles volcánicos y conglomeráticos: el resto lo integran indistintamente tobas y metarenitas así como algunas intercalaciones de poco espesor y continuidad de pizarras y/o metacineritas (46) (Apalategui *et al.*, en prensa).

Los tramos basales de esta formación son un conjunto de 0-100 m de espesor, en el que alternan pizarras y metarenitas, no siempre presentes, compuestos fundamentalmente por cuarzo y feldespato (plagioclasa fundamentalmente), en una matriz cuarzomicaea (clorita + moscovita) recristalizada y orientada (Apalategui *et al.*, en prensa). Como minerales accesorios contienen circón, turmalina y opacos.

Las pizarras son, a veces algo arenosas, laminadas. En los niveles laminados, se observan en los lechos arenosos estructuras de ordenamiento interno, como laminación cruzada de bajo ángulo y granoselección (Roldán *et al.*, en prensa).

La gran mayoría de los materiales es de naturaleza grauváquica, o grauváquica-arcósica y en algunas de las muestras se reconoce su carácter epiclástico. Al microscopio son rocas de textura porfiroclástica esquistosa, formadas por cuarzo y

plagioclasa en una matriz micácea recristalizada. Los tramos más finos de este Grupo son esquistos micáceos o esquistos filíticos porfiroclásticos (Apalategui *et al.*, en prensa).

Las cineritas (47) se presentan como intercalaciones decamétricas de una roca grisácea de grano fino, esquistosada, muy oxidada y gossanizada en ocasiones. Al microscopio se observa a una roca detrítica formada por clastos de cuarzo, plagioclasa y fragmentos líticos de rocas andesíticas, en una matriz micácea muy abundante y débilmente recristalizada (Roldán *et al.*, en prensa).

#### 2.2.1.2.2. *Tobas y metatobas de afinidad andesítica (48) con intercalaciones de conglomerados vulcanoclásticos (49) y calizas (50)*

Los tramos tobáceos proceden de rocas vulcanoclásticas, constituidos por fragmentos de cuarzo monocristalino, plagioclasa y fragmentos de rocas volcánicas de composición y textura variada (andesitas a riolitas), en una matriz micácea recristalizada y orientada. Como accesorios aparecen turmalina, circón, apatito, esfena y opacos (Apalategui *et al.*, en prensa; Matas *et al.*, en prensa).

Dentro de esta sucesión, así como en la de pizarras, areniscas y tobas (46) se han diferenciado en cartografía niveles conglomeráticos (49), que aparecen a veces como masas irregulares de bastante continuidad, intercalados entre el resto de los materiales clásticos de la sucesión. Se disponen en bancos métricos (1 a 5 m) y son especialmente abundantes a techo de la sucesión. Están constituidos por clastos en ocasiones monominerálicos (cuarzo y feldespatos), y otras veces fragmentos de rocas granudas (granodioritas-tonalitas), volcánicas (andesitas y metavolcanitas ácidas), pizarras y posibles cuarcitas. Son angulosos, irregularmente distribuidos, en una matriz similar, que proceden del desmantelamiento de las rocas volcánicas adyacentes (Apalategui *et al.*, en prensa; Roldán *et al.*, en prensa).

Se observan también algunas intercalaciones de calizas impuras (50)

#### 2.2.1.2.3. *Metavolcanitas básicas e intermedias (51) y ácidas (52)*

Los términos volcánicos de esta sucesión, son en su mayoría metavolcanitas básicas-intermedias (andesitas y cuarzoandesitas) y en mucha menor proporción metavolcanitas ácidas (dacitas).

Las andesitas presentan texturas porfídicas y están formadas por fenocristales de plagioclasa, epidota, cuarzo, clorita y opacos.

Las rocas volcánicas básicas son rocas más o menos masivas, de color verde oscuro ceniza, o incluso morado, en las que destacan a simple vista algunos microfenocristales de plagioclasa de color claro. Las rocas tobáceas presentan en el campo un aspecto similar a las anteriores, si bien muestran mejor los efectos de la deformación penetrativa (Roldán *et al.*, en prensa).

Las vulcanitas ácidas (52) son muy poco abundantes, y sólo se han reconocido en unos pocos lentejones, destacando uno situado al oeste del Cortijo de la Umbría de la Virgen (Hoja de Las Navas de la Concepción), de escaso espesor (10-15 m) y continuidad lateral (aproximadamente 100 m). En afloramiento es una roca masiva, esquistosa, de color claro, muy fracturada y tectonizada. Al microscopio presenta textura porfiroblástica esquistosa, y está formada por porfirocristales de cuarzo (con golfos de corrosión) y plagioclasa, en una matriz cuarzo- micácea (moscovita-clorita) (Apalategui *et al.*, en prensa).

#### 2.2.1.3. Pizarras, sericíticas, metacineritas y carbonatos (67).

##### Loma del Aire

Se trata de un pequeño afloramiento, que se extiende solo por el borde N de la Hoja, con dirección NO-SE, limitado por fallas. Está muy bien representado en la vecina hoja de Pozoblanco (69).

Se corresponde con la sucesión occidental de la denominada Unidad de Loma del Aire por Apalategui *et al.* (1985; en prensa) y Sánchez *et al.* (2007), mientras que la sucesión oriental se considera perteneciente al Grupo Malcocinado.

Se trata de una serie pizarrosa sericítica, probablemente derivada de material cinerítico ácido, que comporta niveles calizos marmorizados que llegan a alcanzar gran potencia y continuidad lateral al norte de esta hoja (Apalategui *et al.*, 1985). Predominan las pizarras sericíticas, cuyo origen son sedimentos vulcanosedimentarios probablemente cineríticos con una fracción tamaño arena-limo cuarcítica, embalada por una matriz sericítica. La textura de la roca es lepidoblástica esquistosa. En menor proporción hay opacos, circón y esfena (Apalategui *et al.* op. cit.). Todas las rocas están muy recrystalizadas. Sánchez García *et al.* (2007) citan también la presencia de tobas volcánicas y lavas.

En la parte volcánica de la unidad predominan los tipos porfídicos, con fenocristales de plagioclasa embebidos en una matriz de grano fino de plagioclasa, cuarzo y filosilicatos que a veces tiene abundantes cristales idiomorfos de magnetita.

Las tobas y tufitas muestran un bandeo textural y composicional, siendo las capas más gruesas cuarzo-feldespáticas y las más finas más ricas en filosilicatos (Sánchez García *et al.*, 2007).

Los mármoles presentes más al N (Hoja de Pozoblanco) son rocas carbonatadas de colores claros, bioconstruidas por mallas de algas, lo que les confiere un aspecto finamente laminado, que afloran como lentejones de potencia y continuidad muy variable a diversos niveles dentro de la sucesión. Petrográficamente se trata de calizas marmóreas, recristalizadas e impuras, con cuarzo terrígeno y niveles con abundantes filosilicatos (Apalategui *et al.*, 1985).

En la hoja de Pozoblanco (69) se atribuye a esta unidad una potencia superior a los 2000 m.

La edad de esta unidad en sentido amplio, ha sido debatida, habiendo sido atribuida por algunos autores al Precámbrico y correlacionada con el Grupo Malcocinado, mientras que otros la han correlacionado con la Fm Detrítica Carbonatada de Cámbrico inferior.

Una muestra tomada en un sill próximo a la base de esta unidad fue datada mediante U/Pb TIMS en circones en  $623\pm 3$  Ma por Sánchez García *et al.* (2007), siendo interpretada como la edad del protolito por los citados autores, lo que le daría a la unidad una edad Ediacárico.

Sin embargo un posterior estudio de esta misma muestra ha puesto de manifiesto la existencia de circones más jóvenes; por lo que la edad de los materiales es más reciente que la previamente considerada (Bellido, com. pers.), lo que nos lleva a atribuirle una edad probablemente Cámbrica.

#### 2.2.1.4. Fm Torreárboles (Serie Detrítica Inferior del Cámbrico inferior)

Las series del Cámbrico inferior se depositan discordantemente sobre los materiales vulcanosedimentarios del Grupo Malcocinado, que suponen el final del ciclo orogénico cadomiense. Estas series se depositan en todo el Macizo Hespérico, según la siguiente secuencia:

Serie Detrítica Inferior

Tramo Carbonatado

## Serie Detrítica Superior

En el sector N de la Hoja, situado al norte del anticlinorio de Olivenza-Monesterio, la Serie Detrítica inferior recibe el nombre de Formación Torreárboles (Liñán, 1978).

De forma general, en los sedimentos atribuidos a esta formación, pueden establecerse dos miembros que en algunos de los casos adquieren entidad cartografiable.

### *2.2.1.4.1. Arcosas con intercalaciones de pizarras (55) y conglomerados (56). Tramo inferior*

Aunque de forma discontinua los primeros depósitos de esta formación son conglomerados y gravas con matriz arenosa y cemento silíceo (56), que orlan el contacto meridional de la banda de afloramientos de esta formación que, con dirección aproximada N120°-140E, se encuentra desde el Embalse del Pintado (NE de la vecina hoja 1:200.000 de Sevilla-Puebla de Guzmán), hasta las hojas de Navas de la Concepción y Palma del Río, pasando por el sector de la población de Constantina. Otro afloramiento de estos conglomerados se localiza en el núcleo de la estructura anticlinal del sector centro oriental de la hoja de Constantina en continuidad hacia las Navas de la Concepción.

En todos los casos, la composición litológica de estos conglomerados es bastante uniforme y claramente diferente al espectro de los conglomerados intercalados en formaciones infrayacentes. En general están constituidos por cantos de areniscas cuarcíticas, rocas volcánicas (pórpidos, traquitas), cuarzo, pizarras, y rocas ígneas granudas (tonalitas) alteradas. Los cantos son elipsoidales, bien redondeados, con moda de 8 a 10 cm y centil hasta de 25 cm. La matriz varía localmente desde trama cerrada (< 10%) a abierta (>45%). Es característico de estos conglomerados la presencia de vetas y diseminaciones de vivianita, de color verde brillante (Matas *et al.*, en prensa; Apalategui *et al.*, en prensa; Apraiz *et al.*, en prensa).

La potencia de estos cuerpos oscila desde decamétricos a más de 90 m y su continuidad lateral desde hectométrica a kilométrica, tratándose en general de acúmulos multisequenciales que intercalan gravas y arenas arcósicas.

Sobre estos conglomerados se encuentra un tramo siliciclástico de aspecto masivo constituido por arenas arcósicas blancas en bancos métricos a decimétricos de grano grueso a medio, que suelen presentarse como capas o bancos soldados a veces

con estratificación cruzada de bajo ángulo y laminación cruzada, con ripples a techo de algunas capas. Se estructura en secuencias métricas a decimétricas, grano-decrecientes, en las que progresivamente se intercalan láminas y capas de fangolitas oscuras ricas en materia orgánica, constituyendo en su conjunto una megasecuencia grano y estratodecreciente en paso gradual al tramo superior (Matas *et al.*, en prensa; Apalategui *et al.*, en prensa; Apraiz *et al.*, en prensa).

Al microscopio se trata de subarcosas y en menor proporción, arcosas y sublitarenitas constituidas principalmente por cuarzo, feldespato (básicamente plagioclasa) y fragmentos de roca (fundamentalmente volcánica) con matriz sericítico-caolinítica, escasa clorita y cemento silíceo. En proporciones accesorias se encuentran circón, leucoxeno, apatito y esfena (Matas *et al.*, en prensa).

El espesor total de este miembro varía entre los 100 a 120 m en las series más condensadas y groseras de la Hoja de Constantina a centenares de metros (250 a 350 m) en Ventas Quemadas.

Estos depósitos son atribuidos a un medio de cinturón costero en donde los conglomerados serían fan-deltas, en paso vertical y lateral a llanura mareal inferior (playas) y mixta (Matas *et al.*, en prensa).

Por su posición estratigráfica y por la existencia de una asociación de icnofósiles con *Rusophycus avalonensis*, *Phycodes pedum* y los fósiles de cuerpo blando *Tiernavia tiernae*, se le ha atribuido al Cordubiense (Perejón *et al.*, 2004).

#### 2.2.1.4.2. Pizarras, arcosas y arenitas (57). Tramo superior

Se apoya en tránsito gradual sobre el tramo anterior. Se trata de una potente sucesión constituida por una alternancia de centimétrica a milimétrica de areniscas de grano medio a fino, blancas o verdosas y lutitas gris verdosas a negras, con alguna intercalación esporádica de arcosas masivas blancas de espesor métrico (Matas *et al.*, en prensa; Apalategui *et al.*, en prensa).

La secuencia característica de este miembro está constituida, de muro a techo, por un término inferior de subarcosa a arcosa de grano fino, con laminación de ripples, seguido de un término de fangolitas gris verdosas que intercalan láminas de continuas a discontinuas (*linsen*) de arena muy fina, todo el conjunto con fuerte bioturbación y un término de lutitas gris a negras. Hacia techo se completa con nódulos carbonatados y láminas de carbonato en su término pelítico. El espesor de la secuencia varía desde



decimétrica (5 a 15 cm) en su base a centimétrica hacia techo (0,5 a 3 cm). Constituye una macrosecuencia grano y estratodecreciente en continuidad con el miembro inferior (Matas *et al.*, en prensa).

Es característica la presencia de bancos con aspecto masivo constituidos por unas alternancias centi a milimétricas de arenas muy finas y fangos grises, en los que, en detalle, se observan estructuras en llama, volcanes de arena, ripples sumergidos, etc. Han sido interpretadas como secuencias originadas por tempestades (Matas *et al.*, en prensa).

A techo de este miembro, se localizan cerca del Arroyo de Galleguillos, unos 4 km al sureste de Las Navas de la Concepción, unos niveles de rocas básicas porfídicas, que se disponen paralelas a la  $S_0$  que se interpretan como coladas de rocas volcánicas. Presentan textura porfídica, y están formadas por fenocristales de plagioclasa idiomorfa y de clinopiroxeno en una matriz formada por plagioclasa (subidiomorfa) y minerales micáceos. El clinopiroxeno en origen augítico, está casi totalmente alterado a tremolita y clorita (Apalategui *et al.*, en prensa).

Estos materiales se interpretan como depósitos de llanura mareal, mixta con eventos esporádicos de tipo tempestítico, que evoluciona a un progresivo hundimiento a la vez que cesan los aportes siliciclásticos iniciándose el depósito de carbonato. Muestran cambios laterales y verticales de facies con la serie carbonatada (Matas *et al.*, en prensa).

El espesor de este tramo de la formación Torreárboles al sur de Las Navas de la Concepción es de unos 450-550 m.

En este miembro, en el ámbito cuencial, se cita la presencia de abundantes icnofósiles clasificados como *Rusophycus*, *Tomaculum*, *Margarituchnus*, *Monocraterion*, *Laevicyclus*, *Gordia*, *Phycoides*, *Monomorphichnus*, *Planolites*, etc. (Liñán, 1974) y atribuidos al Cordubiense (Cámbrico Inferior basal).

#### 2.2.1.4.3. *Metarcosas, pizarras y arenitas (58). Fm Torreárboles indiferenciada*

En diversos sectores de la presente Hoja, la Formación Torreárboles se muestra como un conjunto en el que no es posible la diferenciación cartográfica (58), dado que los pasos son muy graduales y el Miembro inferior de arenas masivas no tiene entidad suficiente.

En el sector nororiental de la Hoja, en la Fm Torreárboles indiferenciada se encuentran en ocasiones pasadas de conglomerados intercalados entre bancos de areniscas, con morfologías lenticulares y canaliformes (Roldán *et al.*, en prensa a).

#### 2.2.1.4.4. *Andesitas de Córdoba (59)*

Forman parte de lo que Liñán (1974) definió como Fm San Jerónimo. Están constituidas por andesitas moradas que alternan con niveles detríticos variados.

Al N de esta Hoja, en la vecina de Pozoblanco (69) se apoyan sobre el Grupo Malcocinado, apareciendo en ocasiones debajo y otras en cambio lateral con la Fm Torreárboles (Apalategui *et al.*, 1985b).

Presentan un color fuertemente morado debido su contenido en hematites diseminada. Son rocas de composición básica, tobáceas y aglomeráticas, constituidas por clastos de composición andesítica a cuarzo-andesítica, que presentan un aspecto porfídico con matriz de cristalinidad variable.

La potencia de estos materiales es variable, pudiendo desde desaparecer y pasar lateralmente a la Fm Torreárboles, a alcanzar los 500 m (Apalategui *et al.*, 1985b).

#### 2.2.1.5. Tramo carbonatado del Cámbrico inferior

Todo el conjunto cartografiado, que pertenece a este epígrafe, corresponde a las Formaciones Pedroche y Santo Domingo en el sentido de Liñán (1978), las cuales presentan dos secuencias dentro de la misma unidad sedimentaria (Roldán *et al.*, en prensa a).

Se trata de una sucesión caracterizada por la presencia de rocas carbonatadas, que se deposita en concordancia, tránsito gradual y habitualmente con cambios laterales de facies, sobre los materiales de la Serie Detrítica inferior al norte del anticlinorio.

Normalmente constituyen una megasecuencia carbonatocreciente, de tal forma que los bancos de carbonatos aumentan de número y espesor hacia techo, constituyendo a veces una unidad cartografiable, en tanto que en otros sectores se desarrollan cuerpos carbonatados de extensión variable (Matas *et al.*, en prensa).

El contenido faunístico del tramo inferior de esta unidad (Fm Pedroche): trilobites (Liñán, 1978; Liñán y Sdzuy, 1978; Liñán y Gámez Vintaned, 1993; Pillola, 1993), estromatolitos (Schmitt, 1983), braquiópodos (Liñán y Mergl, 1984), arqueociatos (Cabanás, 1964; Perejón, 1977 y 1989; Liñán *et al.*, 1982; Moreno Eiris, 1987), icnofósiles (Cabanás y Meléndez, 1966), así como Hyolites y algas; caracteriza

al Ovetiense inferior; mientras que a la Fm Santo Domingo, por su posición estratigráfica se le atribuye una edad que abarcaría el Marianiense y parte del Bilbiliense (Perejón *et al.*, 2004).

#### 2.2.1.5.1. Alternancia de calizas y pizarras (62) con intercalaciones de vulcanitas (64, 65)

Las series observables en las canteras del Embalse del Pintado (esquina NE de la Hoja 1:200.000 de Sevilla-Puebla de Guzmán) y entre Campoalla y Cazalla de la Sierra (NO de esta Hoja), pueden considerarse representativas de los depósitos de estas plataformas mixtas, al norte del anticlinorio.

La secuencia estratigráfica más común (Fm Pedroche) está constituida por una alternancia de calizas grises y pizarras y areniscas de colores variados (cremas, verdes y violáceos). Las calizas suelen tener componentes calcícticos formados por oolitos y oncolitos, además son muy comunes los estromatolitos, probablemente en relación con estructuras algales. Las lutitas suelen presentar laminación paralela y las areniscas riples y estratificaciones cruzadas de pequeña escala (Roldán *et al.*, en prensa a).

Por encima de la secuencia descrita la sucede un conjunto detrítico-carbonatado (Formación Santo Domingo, Liñán, 1978), formado por una alternancia más o menos irregular de calizas grises con sílex, areniscas y pizarras violáceas. Las areniscas evidencian un gran aporte de terrígenos a la cuenca, y enuncian un cambio de la sedimentación. Estas areniscas están constituidas por fragmentos de tamaño arena fina, cuya naturaleza es de cuarzo, feldespato y placas de moscovita; el cemento que envuelve a los clastos es de naturaleza dolomítica y siderítica, y se dispone formando un bandeado que determina la estratificación (Roldán *et al.*, en prensa a).

En las series, que son prolongación oriental de la serie tipo del sector del Embalse del Pintado, las secuencias son de orden centimétrico a decimétrico. El término siliciclástico está constituido por arenas finas y limos de color amarillento y el término carbonatado son *mudstone* gris rosadas con *birdseyes* y dolomías o brechas de cantos planos dolomitizadas.

Esta unidad está constituida por sedimentos depositados en una llanura de mareas de baja energía, en la que además de cesar progresivamente la llegada de siliciclásticos de grano fino, se pasa desde subambientes de zona intermareal superior a media o mixta, manteniéndose un equilibrio prácticamente exacto entre subsidencia y velocidad de sedimentación durante centenares de metros (Matas *et al.*, en prensa).

En las hojas de Las Navas de la Concepción (921) y Palma del Río (942), se reconocen en la base unas pizarras con nódulos carbonatados a las que los autores (Apalategui *et al.*, en prensa) denominan pizarras rizadas. En esta misma hoja hacia techo, presentan intercalaciones de material volcanoclástico, entre los cuales hay tobas con una textura porfiroclástica esquistosa formada por clastos de plagioclasa mono a policristalinos, inmersos en una matriz abundante rica en productos micáceos muy finos.

En esta misma hoja, en la base de esta Formación aparecen niveles de rocas volcánicas al sureste de Las Navas de la Concepción.

En el sector NO de la Hoja (hoja 1:50.000 de Constantina (920), al igual que en el sector oriental de la hoja de Ventasquemadas (941), sita en el Flanco S del Antiforme de Monesterio (al N del Domo de Lora), se intercalan en estos depósitos un volcanismo bimodal muy importante, con predominio de términos espilíticos (64) sobre riolíticos (65).

El espesor de esta Formación es de al menos 1.200 m según (Apalategui *et al.*, en prensa).

#### 2.2.1.5.2. Calizas masivas (63)

En concordancia, paso gradual y cambio de facies (lateral y vertical), se tiene uno o varios litosomas esencialmente carbonatados.

El espesor de estos litosomas es muy variable, de forma que pueden alcanzar más de 80 m y lateralmente disminuir considerablemente hasta cambiar de facies con la unidad detrítico- carbonatada en la que se incluye (Roldán *et al.*, en prensa b).

Litológicamente son calizas grises dentro de las cuales hay pequeñas intercalaciones de lutitas o calcilutitas de orden centimétrico. Generalmente se muestran muy recristalizadas y carstificadas, por lo que las estructuras de ordenamiento interno están ausentes. En ocasiones suden mostrar abundante fauna de arqueociatos, que representan auténticos biohermos calcáreos (Roldán *et al.*, en prensa b).

Desde el punto de vista ambiental Perejón (1989) y Liñán *et al.* (1995) asociaron estos depósitos con montículos recifales bioconstruidos.

En estos carbonatos pueden reconocerse tres tipos de secuencias:

La más frecuente tiene espesores entre 50 cm y 1,50 m y color gris. Está constituida por un término basal de *wackstone* y *packstone* intraclásticas y oolíticas

masivas, en paso a un término de *mudstone* con laminación paralela y porosidad, y un término superior constituido por capas de brechas de cantos planos.

Otro tipo secuencial, menos frecuente, está constituido por un término inferior en *packstone* a *grainstone* oolítico-intraclásticas de color blanco seguido de *wackestone* a *mudstone* grises con clastos negros y *birdseyes* y, por último, *mudstone* con laminación paralela muy marcada por láminas de sílice negra. El espesor de este tipo secuencial varía entre 2 a 4 m.

Estas secuencias se corresponden con secuencias de somerización *muddy* y *grainy*, respectivamente en depósitos de llanura de mareas de baja energía (Matas *et al.*, en prensa).

El tercer tipo secuencial se observa intercalado entre los anteriores en la Sierra de Cazalla y el Cerro del Hierro. Muestra un término inferior en *grainstone* oolito-bioclásticos de color blanco marmóreo, seguido de un término bioconstruido por estromatolitos y capas de brechas de cantos planos.

De este tercer tipo destaca el Cerro del Hierro donde puede observarse un cuerpo carbonatado de extensión kilométrica, constituido esencialmente por secuencias *grainy* en las que el término de *grainstones* oolíticas e intraclásticas, de color blanco marmóreo, es el predominante. Hacia techo estos carbonatos localmente tienen secuencias estromatolíticas, sobre las que se instala un karst relleno por las masas minerales de goethita y limonita.

Los tipos de secuencias descritos son atribuidos a depósitos de llanura de marea de baja energía en subambientes de llanura de marea inferior y submareales (Matas *et al.*, en prensa).

#### 2.2.1.6. Serie Detrítica superior del Cámbrico inferior

En concordancia, y localmente en tránsito litológico gradual con los sedimentos descritos como Serie Detrítica carbonatada o Tramo Carbonatado del Cámbrico inferior, aflora una potente sucesión esencialmente siliciclástica en la que predominan las lutitas y fangolitas verdes, localmente moradas o violáceas en las que se intercalan capas carbonatadas, con escaso desarrollo lateral, paquetes arenosos más continuos y rocas volcánicas ácidas y básicas, y conglomerados (Matas *et al.*, en prensa).

Esta serie, con características litológicas algo diferentes al norte y sur del anticlinorio de Olivenza-Monesterio, ha recibido distintas denominaciones: Capas de Benalija y Capas del Arroyo-Tamujar al Norte; Serie de la Ribera del Hierro, Alternancias de Cumbres, etc. al Sur. De estas denominaciones informales, las más citadas bibliográficamente, son las de Capas de Benalija y Alternancias de Cumbres.

Por su contenido faunístico y posición estratigráfica se le atribuye al Cámbrico inferior alto (Marianiense-Bilbiliense).

#### 2.2.1.6.1. *Pizarras verdes (79) con intercalaciones de calizas (81), metarenitas y/o cuarcitas (82) y rocas vulcanosedimentarias (83). Capas de Benalija*

En el sector NO de la Hoja, la sucesión comienza con un tramo inferior constituido por un acumulo de capas decimétricas, soldadas, de aspecto masivo, constituido por fangolitas azuladas en las que se observa laminación paralela y *linsen* de limos blancos. El techo de este tramo es un banco de calizas blancas marmóreas, de 2 a 3 m de espesor y extensión lateral hectométrica. Se trata de esparitas de grano medio a grueso, algo dolomitizadas con limo de cuarzo disperso y fantasmas de aloquímicos (Matas *et al.*, en prensa).

Continúa con una monótona sucesión de pelitas verdes azuladas con restos de trilobites que finalizan con un paquete de pizarras policolores con fauna de trilobites, como *Delgadella*, *Perrector*, *Alanisia* y *Saukianda*, que definen una edad Marianiense Inferior, según Rábano (com. pers., en Matas *et al.*, en prensa). En este tramo se han observado vulcanitas básicas (83) que se continúan hacia el Norte en la hoja de Guadalcanal (Apalategui *et al.*, 1985).

A continuación le sigue una monótona sucesión constituida por una repetición de secuencias de orden decimétrico con un término basal en areniscas muy finas o limos gruesos de color blanco (subarcosa a cuarzoarenitas) con laminación de ripples a techo, y un término de lutitas verdes con *linsen* de limos blancos y laminación paralela a techo. En este término, son esporádicos los hallazgos de macrofauna (trilobites).

Prosigue la serie con pelitas y fangolitas verdes masivas, con pirita, en las que lateralmente se observan pasos a pizarras moradas. Gradualmente pasan a una alternancia de paquetes decamétricos de pelitas verdes y/o policolores con repetición de secuencias de orden decimétrico, en las que se tiene un término inferior en areniscas (cuarzoarenitas a sublitarenita) de grano medio-fino con laminación de ripples, a veces con estructuras convolucionadas y eslumpadas, en paso a un término superior en lutitas

verdoso amarillentas a veces rojizas, con estructuras *linsen*, *flaser* y laminación paralela. En este tramo se intercala una riolita porfídica con abundante mineralización de oligisto y galena (Matas *et al.*, en prensa).

Sobre estos materiales se tienen una monótona sucesión de lutitas y fangolitas, predominantemente verdes, con intercalaciones de lentículas de pizarras violáceas o policolores. Contiene fauna de trilobites con *Gigantopygus* y *Saukianda* que define una edad Marianiense Medio, según Rábano (com. pers., en Matas *et al.*, en prensa).

Los tramos superiores de las Capas de Benalija, en el NO de la Hoja, están constituidos por una monótona alternancia de areniscas (subarcosas y sublitarenitas) de grano fino en capas centi a decimétricas (estrato y grano crecientes), con lutitas verdes en las intercapas. La fauna en este tramo es muy escasa, reconociéndose sólo fragmentos de trilobites no identificables. En la vecina Hoja 1:200.000 de Pozoblanco, se les atribuye una edad Bilbiliense (parte superior del Cámbrico Inferior).

Al microscopio, los términos pizarrosos de esta formación presentan textura blastopelíticas, y están formados por cuarzo, sericita y clorita y, en menor proporción, plagioclasa, moscovita, biotita (detrítica), circón, apatito, rutilo y opacos. Los niveles de pizarras moradas tienen idéntica composición si bien presentan mayor porcentaje de óxidos de hierro. Algunas muestras tienen abundante calcita y se clasifican como pizarras carbonatadas.

Los términos arenosos de esta formación, presentan una composición similar al de las pizarras, si bien aumenta la proporción del cuarzo sobre los filosilicatos, presentan textura blastopsamítica y están formados por cuarzo, plagioclasa, sericita y clorita (Matas *et al.*, en prensa).

Al Este de San Nicolás del Puerto, y en una posición estratigráfica equivalente a la primera intercalación de pizarras moradas descritas en la serie, Matas *et al.* (en prensa) describen la intercalación de un paquete de conglomerados, en general con trama abierta, en los que dentro de una matriz pelítica de color verde amarillento se identifican clastos heterométricos y angulosos de caliza, pizarra, rocas volcánicas ácidas y básicas y escasas cuarcitas. Hay fragmentos del propio conglomerado englobados en la trama dando aspecto de coladas de *debris* desestabilizadas en el momento del depósito. Lateralmente desaparecen acuñándose en lutitas verdes con cantos dispersos y pizarras moradas con vulcanitas básicas asociadas.

Más al E, se individualizan dentro de la sucesión niveles de areniscas y/o cuarcitas (82) constituidos por bancos de espesor métrico con juntas pizarrosas, en los

que se observa una laminación definida por concentración de turmalina. Al microscopio están formados por granos de cuarzo, feldespatos potásicos y plagioclasa, y escasa matriz. Los clastos muestran un manifiesto grado de madurez textural, están en contacto mutuo, y con muy escasos síntomas de deformación (Apalategui *et al.*, en prensa).

En este sector se han individualizado también algunos niveles vulcanosedimentarios (83). Se trata de tobas con texturas porfídicas formadas por fragmentos monominerálicos (plagioclasa) y de rocas volcánicas y/o microgranudas, en una matriz sericítica de grano muy fino débilmente recrystalizada. Se reconoce también un lentejón andesítico, con textura blastoporfídica, formado por cristales idiomorfos de plagioclasa en una matriz micácea recrystalizada (Apalategui *et al.*, en prensa), así como un nivel de espilita o diabasa porfídica, constituida por plagioclasa y melanocratos, intercalado en la sucesión en el sector NO.

Esta sucesión supone el paso de plataformas carbonatadas a un medio de plataforma extensa bajo el nivel del oleaje. Las pizarras moradas, a veces relacionadas con rocas básicas serían depósitos próximos a la localización de las mismas.

Se estima una potencia mínima de 600-700m, según Matas *et al.* (en prensa), o incluso mayor de 850 m (Apalategui *et al.*, en prensa).

En cuanto a su edad, la existencia en diversos tramos de la sucesión de fauna de trilobites (*Delgadella*, *Perrector*, *Alanisia*, *Saukianda*, *Gigantopygus*) le proporcionan una edad, al menos Marianiense inferior-medio (Rábano, com. pers., en Matas *et al.*, en prensa), hasta Bilbiliense.

#### 2.2.1.6.2. Pizarras y grauvacas (66). Capas del Arroyo Tamujar

Sobre los materiales anteriores, y de forma transicional, aparecen otros sedimentos terrígenos de coloración oscura y sin aportes de carbonatos, formados por pizarras y areniscas con niveles de cuarcitas y/o cuarzoarenitas hacia la base.

Estos materiales afloran al sur de las Capas de Benalija, y son los más altos que aparecen en el núcleo de una gran estructura sinclinal, cuyo flanco meridional está laminado por la Falla de la Fundición (Apalategui *et al.*, 1985).

Están constituidas por una alternancia de lutitas de color oscuro y areniscas de grano fino a medio, por lo general muy micáceas, en las que se observan estructuras como son granoclasificación y laminación cruzada. Hacia la base se encuentran dos paquetes discontinuos de cuarcitas y/o cuarzoarenitas que no sobrepasan en ningún caso los 25 m. de potencia (Apalategui *et al.*, 1985).



Los niveles arenosos contienen clastos de cuarzo, plagioclasa, agregados cloríticos microcristalinos y otros plagioclásicos; los niveles lutíticos están formados por cuarzo, plagioclasa, moscovita y sericita.

La potencia de estos materiales debe ser al menos de 550 m, pues no se conoce su techo (Apalategui *et al.*, 1985).

Apalategui *et al.* (1985), sitúan a estos materiales en la parte alta del Cámbrico inferior (Bilbiliense), por encima de los niveles con *Saukandia* y por debajo del nivel de areniscas y conglomerados en el que Odriozola *et al.* (1983) sitúan la base del Cámbrico Medio.

#### 2.2.1.7. Pizarras areniscas y cuarcitas (84, 85). Fm Los Villares. Cámbrico medio

La Fm Los Villares presenta en la base una barra cuarcítica (85) de distribución irregular, conocida como Cuarcita de Castro y Picón (Delgado Quesada, 1971) o como miembro inferior de los Villares (Liñán, 1978), que ha sido correlacionada con las Cuarcitas de la Sierra de Castellar en las proximidades de Zafra (Liñán *et al.*, 1995).

Sobre ellas se apoyan unas filitas y metarenitas de color verde oscuro, moscovíticas, bioturbadas (84) con niveles de cuarcitas intercaladas (85), que afloran en el NE de la Hoja, y que constituye el miembro superior de la Formación de los Villares.

La barra cuarcítica basal está formada por una alternancia de areniscas cuarzosas y cuarcitas de color gris claro, en las que a veces se reconocen niveles lutíticos de orden centimétrico. Se organiza en intervalos de depósito caracterizados de forma general por ciclos métricos en los que se reconoce, una parte inferior formada por areniscas tabulares con laminación paralela probablemente de alta energía, y una parte superior con cuarcitas que presentan abundantes estructuras onduladas de tipo *hummocky*, si bien a muro de estas se reconocen laminaciones paralelas. Su espesor es variable y oscila entre 0 y 80 metros.

Para Roldán *et al.* (en prensa a), el medio sedimentario que se deduce de esta secuencia podría estar relacionado con una plataforma siliciclástica de carácter proximal dominada por tormentas.

Liñán *et al.* (1995) atribuyen a esta secuencia cuarcítica, por correlación con la Fm Castellar, una edad tránsito entre el Cámbrico inferior y medio (Bilbiliense).

El muro del miembro superior lo componen pizarras arenosas grises moscovíticas, con intercalaciones arenosas de color claro y de espesor milimétrico a centimétrico.

En general este miembro está constituido por una alternancia de pizarras y areniscas con niveles de cuarcitas intercaladas. Estos materiales suelen presentar coloraciones grises y verdes en fresco y marrón claro cuando se alteran. Presentan laminación paralela, que se pone de manifiesto por un bandeado milimétrico de lutitas finas de color oscuro y lutitas algo limosas de color claro. También se observan estratificaciones cruzadas de pequeña escala asociadas a ripples y estructuras de tipo *hummocky* muy minoritarias.

Al microscopio se trata de una roca clástica pizarrosa, formada por cuarzo, moscovita, clorita, plagioclasa y feldespato potásico, en la que se observa una alternancia composicional determinada por la mayor abundancia de material cuarzofeldespático en niveles preferentes (S<sub>0</sub>).

El espesor total de esta unidad no se conoce puesto que no se conoce su techo; no obstante, el espesor de los materiales aflorantes puede alcanzar los 400 m, según Liñán (1974) y Roldán *et al.* (en prensa a, b).

Para los citados autores, la presencia de fauna de ostrácodos, braquiópodos y trilobites, así como las estructuras sedimentarias descritas, sugieren un medio de plataforma somera, parcialmente al menos fuera de la influencia de las tormentas.

En cuanto a su edad, la presencia de *Paradoxides* (SDZUY), *Badulesia tenera*, *Parasolenopleura aculeata* y *Dolichometopus sp.*, indicaría un Cámbrico medio (Leoniense y Cesaraugustiense).

#### 2.2.1.8. Pizarras negras y verdes con intercalaciones de areniscas cuarcíticas (86) y calizas (87). Ordovícico del Sinclinal del Valle

La serie ordovícica aflorante, está siempre en contacto mecanizado con el Cámbrico, comenzando por un paquete de pizarras y limolitas verdes que intercalan capas de areniscas limoso micáceas de color pardo amarillento, más abundantes hacia techo.

La bioturbación es característica del tramo. Gutiérrez Marco *et al.* (1984) citan la presencia de incofósiles como *Planolites*, *Paleophycos*, *Chondrites*, *Teichichnus*, *Monomorphichnus*, y huellas de artrópodos indeterminables. Localmente este tramo

pizarroso contiene en su parte superior nódulos y concreciones carbonatadas, en cuyo núcleo puede encontrarse fauna de trilobites (*Ormathops?* sp., *Selenopeltis* aff. *buchi*, *Kodymaspis puer*, *Nerudaspis* cf. *aliena*), graptolitos, conodontos, gasterópodos, braquiópodos (*Euorthisina minor*), equinodermos (*Laginocystis pyramidalis*) bivalvos, hylólitidos y ostrácodos, que han precisado en esta área una edad Oretaniense (Ordovícico medio) (Gutiérrez Marco *et al.*, 1984; Robardet y Gutiérrez Marco, 2004).

Aún cuando el contacto con el Cámbrico está siempre mecanizado, en lugares concretos del flanco Sur del Sinclinal del Valle se ha observado que, hacia la base de este tramo, hay gravas de cuarzo que pudieran ser los depósitos relacionados con la etapa transgresiva. El espesor de este tramo no es inferior a los 150 m (Eguíluz *et al.*, en prensa).

Sobre estas pizarras verdes, encuentra un paquete (10 a 25 m) constituido por limos arenosos y areniscas micáceas que intercalan capas de oolitas ferruginosas.

Este tramo, muy continuo, está representado en el Cerrón del Hornillo exclusivamente por capas decimétricas de oolitas ferruginosas (15 a 50 cm) (Matas *et al.*, en prensa).

En el Sinclinal del Valle el techo de este tramo está constituido por un paquete de areniscas cuarcíticas de grano medio-fino, acarameladas, con laminación cruzada y techo de ripples. Este tramo contiene braquiópodos y trilobites (*Placoparia* (*Coplacoparia*) sp.) probablemente de edad Dobrotiviense (Ordovícico medio), según Robardet y Gutiérrez Marco (2004). Horizontes de esta oolita ferruginosa en posición estratigráfica similar se conocen en las Zonas Centroibérica y Asturoccidental-Leonesa, en Bretaña, en Bohemia y en el norte de África, desde Marruecos a Libia (Eguíluz *et al.*, en prensa). El espesor del tramo de las areniscas y oolitas puede estimarse en 45 a 50 metros.

La secuencia grano y estratocreciente ordovícica descrita continúa con un paquete métrico (3 a 4 m) con alternancia de lutitas y/o fangolitas grises oscuras, carbonatadas y con nódulos que culmina con un paquete de calizas decamétrico, con gran continuidad lateral conocido como (Calizas de Pelmatozoos) (87) por diversos autores (Robardet, 1976; Jaeger y Robardet, 1979; Hafenrichter, 1979-1980; Gutiérrez Marco *et al.*, 1984; García Ramos y Robardet, 1992).

Está constituida por una secuencia *grainy*, con un término en *packestone* bioclásticas, rudíticas, de color blanco grisáceo y *wackestone* con *birdseyes* de color gris, crema a rosado. Hacia techo las *packstone* son muy escasas, de color crema a

rojizo y dolomitizadas, en tanto que las *wackstone* a *mudstone* son las más abundantes con sílex en nódulos o láminas discontinuas, marcando la estratificación (Matas *et al.*, en prensa).

Robardet (1976) y Hafenrichter (1979, 1980) mencionan en estos carbonatos la presencia de abundantes pelmatozoos y en menor proporción, briozoos, tabulados, braquiópodos, cefalópodos, gasterópodos, restos de trilobites, conodontos y ostrácodos, que en conjunto definen una edad Caradoc-Ashgill para este tramo. Robardet y Gutiérrez Marco (2004) por su parte, basándose en la presencia de conodontos (*Amorphognathus ordovicicus*, *Hamarodus europaeus*, *Sagittodontina robusta*, *Scabbardella altipes*, etc.) indicativos de la biozona de *Amorphognathus ordovicicus* (Robardet, 1976; Hafenrichter, 1979, 1980; Sarmiento, 1993) que corresponde al Kralodvoriense-Kosoviense, así como en el resto de la fauna citada por los autores anteriores, consideran que la Caliza de Pelmatozoos es más probablemente del Kralodvoriense.

En diversos afloramientos de estas calizas se constata la presencia de una superficie irregular de características cársticas que afecta a las capas superiores del paquete, probablemente asociada a la alteración y erosión resultante del descenso eustático causado por la glaciación desarrollada en el Kosoviense (evento Hirnantense) que provocó la exposición subaérea de partes de la plataforma con depósitos carbonatados (Gutiérrez Marco *et al.*, 2002; Robardet y Gutiérrez Marco, 2004; Eguíluz *et al.*, en prensa).

El espesor de esta caliza, si bien variable en razón del “karst” reseñado, no supera los 15 m (Matas *et al.*, en prensa).

Sobre la “Caliza de Pelmatozoos”, se apoya un tramo de espesor decamétrico en el que predominan las pizarras y limolitas de color gris oscuro en las que se intercalan varias capas decimétricas de constitución heterolítica, donde se mezclan clastos de tamaño grava y procedencia volcánica, muy alterados y de color marrón, junto a arenas de grano medio-fino subredondeadas y gravas finas de cuarcitas angulosas (Matas *et al.*, en prensa). El cemento es silíceo-carbonatado. Sus características y su posición estratigráfica inducen a pensar que podrían representar niveles de tipo tillítico, originados en las fluctuaciones hielo-deshielo de la glaciación finiordovícica, equivalentes a las diamictitas del Kosoviense, que intercalan localmente niveles con *dropstones* y *slumps* (Gutiérrez Marco *et al.*, 2002; Gutiérrez Marco y Robardet, 2004).

Se intercalan gradualmente capas centi a decimétricas de areniscas (litarenitas a sublitarenitas) de grano medio a fino, con colores gris oscuro a pardo, en las que se observa gradación y laminación de ripples de ola, de tipo H.C.S. (Matas *et al.*, en prensa).

A este tramo se le ha denominado “Pizarras del Valle” o Fm Valle (Gutiérrez Marco *et al.*, 1984; Gutiérrez Marco *et al.*, 2002; Robardet y Gutiérrez Marco, 2004).

Para Matas *et al.* (en prensa) se trata de depósitos de plataforma externa, dominada por tormentas en los que se tiene un subciclo de facies en posición regresiva y un subciclo que llegaría desde éstos niveles a la base de las ampelitas silúricas en posición transgresiva. Su espesor es de unos 70 a 80 m.

Esta formación suele ser pobre en fauna, si bien Robardet y Gutiérrez Marco (1990, 2004) citan la presencia de braquiópodos, equinodermos, escasos graptolitos y bivalvos y un único espécimen de trilobites. Por su contenido faunístico y posición estratigráfica entre las “Calizas de Pelmatozoos” a muro y las ampelitas del Silúrico a techo (cuya base para Jaeger y Robardet, 1979, es Rhuddaniense basal), se le asigna una edad Kosoviense (Ashgill terminal/Hirnantense).

#### 2.2.1.9. Liditas y pizarras negras (88). Silúrico

En concordancia sobre las “Pizarras del Valle” se encuentra una sucesión constituida por pizarras negras (ampelitas), liditas, jaspes y tonsteins, centi a decimétricos con una enorme abundancia de restos fósiles. Las capas con aporte volcánico son más abundantes hacia techo asociadas en gran medida, a las liditas y jaspes rojos, en tanto que las pizarras y limolitas negras o con láminas de arena intercaladas son predominantes hacia la base (Matas *et al.*, en prensa).

La potencia de esta sucesión es difícil de estimar debido a su intensa tectonización, si bien Eguíluz *et al.* (en prensa) la calculan en unos 100 a 110 m.

Jaeger y Robardet (1979) y Gutiérrez Marco *et al.* (1996) citan la presencia de abundantes graptolitos, además de bivalvos y nautiloideos ortocónicos en delgadas (0,5 a 0,8 m) capas carbonatadas de los tramos superiores.

En la parte superior de la sucesión, sobre el tramo con tonsteins, liditas, jaspes y delgados niveles de calizas con crinoides, se sitúan unas alternancias de *mudstone* negras carbonosas y ampelitas de aspecto tufítico, con una bajísima densidad (“cretas negras”), a las que se denomina Calizas de Scyphocrinites. Dividen a la sucesión en

unas pizarras con graptolitos inferiores, que incluyen el Llandovery, Wenlock y Ludlow; y unas superiores, de unos 20 m de espesor, que incluyen según Gutiérrez Marco y Robardet (2004) y Robardet y Gutiérrez Marco (2002, 2004) niveles con tentaculítidos y graptolitos del Pridoli terminal y Devónico inferior (Lochkoviense). Marcan el techo cronológico del silúrico (Pridoli).

En estas calizas, además de graptolitos existe una fauna abundante de trilobites, braquiópodos, scyphocrinoideos, bivalvos, ostrácodos, cefalópodos, conodontos y tentaculítidos, que indican que la mayoría de estas calizas corresponden al Pridoli, sin descartar que los niveles más inferiores puedan ser Ludlow tardío (Robardet y Gutiérrez Marco, 2004).

#### 2.2.1.10. Lutitas oscuras (89). Devónico

Se trata de una sucesión formada por pizarras y/o esquistos negros laminados. La mineralogía está compuesta por cuarzo, feldespato, moscovita, óxidos, etc., procedente de un sedimento lutítico arenoso (Roldán *et al.*, en prensa).

En estos materiales cuyo espesor es inferior a los 100-200 m, Robardet (1976), citó fauna de braquiópodos asignables al Devónico inferior (Emsiense).

Podrían equivaler a parte de las Pizarras y Cuarcitas de El Pintado del Lochkoviense-Emsiense.

#### 2.2.1.11. Calizas fosilíferas (90). Devónico

En el sector NO de la Hoja (al NE de la Hoja de Constantina, 920), y en discordancia sobre los materiales del Cámbrico, se encuentran dos pequeños afloramientos de calizas, atribuidas al Devónico (90), según Matas *et al.* (en prensa). Se trata de *grainstone* y *packstone* de color gris, algo fértidas, con numerosos crinoides de tamaño centimétrico y abundantes restos de braquiópodos, bivalvos, etc. El afloramiento se encuentra limitado por un accidente tectónico de extensión regional, al que se adosan en su lado meridional parches de estos carbonatos. Matas *et al.* (en prensa) le atribuyen una edad Devónico superior por su contenido faunístico y la correlación con las calizas de crinoides del Sinclinal del Valle.

## 2.2.2. Unidad de Azuaga-Sierra Albarrana

### 2.2.2.1. Micaesquistos y cuarzoesquistos (68) con intercalaciones de lentejones de cuarzoarenitas (69). Fm Albariza

Se trata de una sucesión metapelítica con tramos de alternancias de cuarcitas y esquistos. Esta sucesión fue definida como Micaesquistos de La Albariza por Delgado-Quesada (1971), y así ha continuado en trabajos posteriores (Apalategui *et al.*, 1985 a; 1985 c).

Esta formación, mucho mejor representada al N, en la vecina hoja de Pozoblanco, está constituida principalmente por esquistos moscovíticos en los que destacan, en la citada hoja (Matas *et al.*, en prep.) cristales centimétricos de estauroлита y andalucita; conteniendo además, intercalaciones métricas de para-anfibolitas, a veces granatíferas, y cuarcitas feldespáticas y metareniscas con espesores métricos y longitudes kilométricas. Hacia su extremo SE, en esta Hoja, son pizarras satinadas grises con laminaciones cuarcíticas y algunas intercalaciones de niveles más areniscosos.

Al microscopio se trata de filitas, muestran textura lepidoblástica, y están formadas por cuarzo, moscovita y en menor proporción, feldespatos como componentes principales, y como componentes accesorios de opacos, turmalina y circón, así como algunas láminas de moscovita y a veces clorita (que parecen detríticas, láminas 14-37 IG-MP-9003, 9004, 9005); las muestras en esta unidad en general se caracterizan por la ausencia del laminado composicional y por la mayor blastésis de los feldespatos, destacando la abundancia de moscovita, biotita y granate, de metamorfismo regional (Apalategui *et al.*, en prensa). No obstante en su extremo SE en esta Hoja, se observa ocasionalmente alguna laminación arenosa; y el metamorfismo regional alcanza únicamente la biotita incipiente (estilpnomelana).

Matas *et al.* (en prep.) citan en la hoja 1:200.000 de Pozoblanco, una potencia mínima de 3-4 km.

La edad de estos materiales no se puede precisar, pero teniendo en cuenta que en el afloramiento suroccidental hay trazas fósiles (Azor, 1994), y que el nororiental está sobre las cuarcitas, se puede asegurar que es Paleozoico, y por correlaciones regionales probablemente Cámbrico.

#### 2.2.2.2. Pizarras y grauvacas (70) con intercalaciones de cuarcitas (71) y niveles de areniscas (72). Fm Azuaga

Se sitúa en el borde NNE de la Hoja. La Fm Azuaga fue definida por Delgado Quesada (1971) como pizarras de Azuaga.

Está constituida fundamentalmente por pizarras grises moscovíticas con finas laminaciones arenosas milimétricas a intercalaciones centimétricas (70), en las que se reconocen estructuras como laminación cruzada, granoselección, ripples y bioturbaciones (Apalategui *et al.*, en prensa).

Sobre los anteriores materiales aparece un tramo de pizarras y areniscas (72), estas últimas de color claro; en él que se reconocen estructuras *flaser*, granoselección y ripples de oscilación; este tramo respecto al anterior se distingue fundamentalmente por un aumento de los aportes arenosos.

Por encima se reconoce un tramo similar al primero de los descritos, si bien, contiene una pequeña intercalación de metavolcanitas básicas (Apalategui *et al.*, en prensa).

Se trata de una sucesión metapelítica, finamente laminada, constituida en porciones variables por una fracción de arena fina o muy fina, cuarcítica con una cierta componente feldespática y una fracción lutítica sericítica con una cierta componente clorítica y recristalizada. Muestra una foliación de *slaty cleavage*. En algunos puntos se ven al microscopio ciertas bandas en que la foliación principal, paralela a la  $S_0$  es de crenulación ( $S_2$ ) de una  $S_1$  previa (lámina 14-37 IG MP-9006).

Las pizarras están compuestas por cuarzo, moscovita, clorita y en ocasiones biotita incipiente (estilpnomelana), con circón, turmalina, esfena, opacos y posibles rutilos. Las texturas son en general esquistasas y varían de granoblásticas a lepidoblásticas según la naturaleza del sedimento original (Roldán *et al.*, en prensa a).

Las metareniscas son con frecuencia metarcosas de grano muy fino, con cuarzo, plagioclasa, moscovita y biotita, con circón, turmalina, esfena, apatito y opacos. La textura suele ser granolepidoblástica.

Según Borrero *et al.* (1984), el medio sedimentario es de plataforma abierta dominada por tormentas y con una notable subsidencia para explicar su espesor.

El espesor de esta formación según Roldán *et al.* (en prensa a) es de al menos unos 2.000 m, ya que no aflora ni su techo ni su muro. Más al N, Azor (1994) estima un espesor de 3.000-4.000 m.



En cuanto a su edad, ha sido objeto de controversia oscilando según los autores desde el Precámbrico al Ordovícico. Vegas (1971) y Delgado Quesada (1971) la atribuyeron al Precámbrico superior, mientras que Apalategui *et al.* (1983) y Azor *et al.* (1991) la atribuyen al paleozoico inferior (Cámbrico medio-Ordovícico inferior).

Se ha encontrado en la ZOM (al norte de Córdoba) fauna de trilobites de edad Cámbrico inferior-medio (Liñán, 1978; Liñán y Quesada, 1990). Se han citado también algunos tipos de huellas fósiles como *Planolites* sp. Y *Cochlichnus* sp. (Quesada *et al.*, 1990). Recientemente se han analizado rocas correlacionables con las de esta formación en las Unidades Alóctonas del Dominio Obejo-Valsequillo de la ZCI, cuya edad había sido atribuida al Precámbrico-Ordovícico por Apalategui *et al.* (1985 a, b, d y e) y al Ordovícico por Martínez Poyatos (1997), habiendo proporcionado una fábrica fácilmente comparable con la de otras rocas Cámbricas bioturbadas de la Zona de Ossa-Morena, según Jensen *et al.* (2004).

### **2.2.3. Flanco S del Antiforme Olivenza-Monesterio**

#### **2.2.3.1. Piroclastitas y epiclastitas ácidas (60) con intercalaciones de riolitas y tobas cristalinas (61). Sucesión de Bodonal**

Los Porfiroides de Bodonal fueron situados por Bard (1965) por debajo de la Serie Negra, a la que consideraba Cámbrico inferior. Posteriormente el mismo autor (Bard, 1969) los atribuye al Precámbrico reciente y los sitúa por encima de la Serie Negra. La sucesión en que se intercalan estos porfiroides fue definida como Capas de Bodonal-Cala por Hernández Enrile (1971), para todo el flanco meridional del Antiforme de Olivenza-Monesterio.

La Sucesión de Bodonal es un conjunto de rocas volcánicas, vulcanoclásticas (piroclásticas y epiclásticas), pórfidos riolíticos, riolitas, dacitas, tobas cristalinas y brechas que aflora a lo largo del flanco sur de la antiforma de Monesterio. Eguíluz *et al.* (1983) citan también la existencia de riolitas orbiculares y riolitas fluidales. Por lo general, se trata de rocas ácidas y, en menor proporción, intermedias que intercalan materiales cineríticos y epiclásticos de aspecto pizarroso. Lateralmente pasan a rocas epiclásticas de composición arcósica. Los materiales más característicos corresponden a tobas cristalinas y cineritas. Estas rocas son abundantes en la parte inferior mientras que a techo predominan las cineritas, con frecuencia de colores grises y azulados, que pasan

de forma gradual al tramo carbonatado del Cámbrico inferior (Calizas de Cañuelo de Schneider, 1939) a través de un nivel de calcoesquistos (Apraiz *et al.*, en prensa).

Al igual que en otros sectores de la ZOM, los materiales más abundantes corresponden a tobas cristalinas, cineritas y metatobas de grano fino, si bien se encuentran además pasadas de aglomerados volcánicos y una cierta proporción de materiales epiclásticos. Por último señalar que en muchas zonas estas rocas están fuertemente deformadas. Las tobas cristalinas (61) tienen un aspecto gneísico en las que se reconocen cristales a veces de varios centímetros de cuarzo y feldespato en una matriz de grano muy fino y colores claros o rosados. La mineralogía puede variar desde términos casi monominerálicos (tobas de feldespato potásico o tobas cuarcíticas) hasta rocas con diferentes minerales y fragmentos de rocas. Estas rocas han sido denominadas en la literatura como "Porfiroides" (Apraiz *et al.*, en prensa).

Las cineritas y metatobas de grano fino son rocas esquistosas constituidas esencialmente por un entramado de cuarzo y sericita. Con frecuencia muestran una alternancia de lechos milimétricos ricos en sericita con otros más groseros enriquecidos en cuarzo y a veces opacos. En muchos casos suelen tener una diseminación de cristales de magnetita que les confiere un aspecto peculiar. En lámina delgada tienen textura esquistosa granolepidoblástica con cuarzo, sericita y moscovita como minerales principales y opacos, biotita, feldespatos, circón, turmalina, apatito y esfena como accesorios (Apraiz *et al.*, en prensa).

Las riolitas orbiculares citadas en la vecina hoja de Monesterio (Eguíluz *et al.*, 1983), es una roca muy leucocrática de aspecto gneísico y grano fino, que al microscopio presentan una textura esquistosa blastorbicular. Está constituida principalmente por cuarzo, feldespato potásico y sericita, y en proporciones accesorias opacos y circón.

Los datos radiométricos existentes, pese a proporcionar un rango amplio de edades, apuntan hacia un intervalo comprendido entre 520 y 530 Ma (Schäfer, 1990; Ochsner, 1993; Ordóñez Casado, 1998; Romeo *et al.*, 2006b), lo que les situaría en el Cámbrico inferior, equivalente a la Serie Detrítica Inferior.

### 2.2.3.2. Alternancia de calizas y pizarras (62, 63) con intercalaciones de volcanitas (64). Tramo carbonatado del Cámbrico inferior

Al Sur del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio y sobre los materiales del Complejo Bodonal-Cala, se tiene un horizonte carbonatado constituido por calizas esparíticas de grano grueso, dolomías amarillentas a crema, calizas dolomitizadas y micritas de color blanco a grisáceo en capas o bancos (63), correlacionable con la Fm Pedroche.

Se trata de *mudstone* a *wackestone* de colores gris azulados a rosados, en general bien estratificados, caracterizadas por la presencia de frecuentes laminaciones mili a pluricentimétricas que contienen materiales arcillosos con materia orgánica y ocasionalmente restos de algas. No es excepcional encontrar sulfuros diseminados entre estas calizas (Apraiz *et al.*, en prensa).

A techo de la unidad carbonatada, en muchas localidades puede observarse un tramo cuyo espesor varía de 2 a 15 m, constituido por secuencias decimétricas a centimétricas, en las que se observan dos términos: uno carbonatado con base neta y techo ondulado, y otro limo-arcilloso con calizas diversas grises a violáceas. En algunos puntos se observa en los niveles carbonatados laminaciones asimilables a ripples de ola de tipo *hummocky* y *swaley*. Este tramo es el que marca regionalmente el tránsito a la Serie Detrítica Superior y es conocido como pizarras o esquistos “*kramenzel*” de los autores alemanes (Apraiz *et al.*, en prensa).

Al microscopio, son rocas carbonatadas de grano fino y muy fino, constituidas por calcita con una proporción accesoria de cuarzo, mica incolora, plagioclasa, moscovita, clorita y frecuentemente menas metálicas. Muestran una textura granoblástica, recrystalizada y localmente elongada. Son rocas afectadas por un metamorfismo regional de bajo grado.

Las pizarras intercaladas tienen tonos grises o negruzcos y se meteorizan a tonos beige y pardo marrón. En algunos sectores, los tramos carbonatados son escasos y corresponden a lentejones pluricentimétricos y pluridecimétricos de pizarras limolíticas carbonatadas (Apraiz *et al.*, en prensa).

Microscópicamente estas pizarras están constituidas por sericita, clorita, cuarzo y albita, como minerales principales. Como accesorios aparecen opacos, turmalina, circón y materia carbonosa.

Intercaladas entre los materiales descritos, aparecen grauvacas bastante escasas y de poco espesor. Son rocas de tonalidad verdosa, generalmente de grano fino, en las que *de visu* únicamente se aprecia feldespato, cuarzo, litoclastos y alguna laminilla de moscovita.

Al microscopio están constituidas por cuarzo, albita, clorita y sericita como minerales principales. Como accesorios se ha detectado moscovita, opacos, materia carbonosa, turmalina y circón.

En las proximidades del macizo de El Pedroso, se encuentran corneanas diopsídico-granatíferas o plagiodiopsídicas, a veces mineralizadas con paragénesis típicas de skarn. Como minerales principales tienen diópsido, plagioclasa o granates, y a veces opacos. Entre los accesorios destacan calcita, epidota, esfena y actinolita, y entre los secundarios sausalita. Las texturas son granoblásticas, finas o heterométricas, con tendencia a bandeadas (Apraiz *et al.*, en prensa).

En la parte centro-oriental de la hoja de Ventas Quemadas, se intercala un volcanismo bimodal (64) muy importante, con predominio de términos espilíticos sobre riolíticos, a su vez, intruidos por metagabros que integran parte de la serie. Su mineralogía principal está formada por: plagioclasa, anfíboles, piroxeno y opacos; como secundarios: actinolita, zoisita y pistacita. Presentan una alteración generalizada de piroxeno a anfíbol y plagioclasa a epidota, que parece debida a un proceso termal (metamorfismo) de grado bajo.

El espesor de esta unidad, puede estimarse entre un mínimo de 150 m en las series condensadas a 400-500 m en los sectores con intercalaciones importantes de volcanismo bimodal.

En cuanto a su edad, contiene trilobites (Liñán, 1978; Liñán y Sdzuy, 1978; Liñán y Gámez Vintaned, 1993; Pillola, 1993), estromatolitos (Schmitt, 1983), braquiopodos (Liñán y Mergl, 1984), arqueociatos (Cabanás, 1964; Perejón, 1977 y 1989; Liñán *et al.*, 1982; Moreno Eiris, 1987), icnofósiles (Cabanás y Meléndez, 1966), así como Hyolites y algas. Este contenido paleontológico caracteriza al Ovetiense inferior (Perejón *et al.*, 2004).

### 2.2.3.3. Serie Detrítica Superior del Cámbrico inferior

#### 2.2.3.3.1. *Alternancias de Cumbres (76, 77, 78). Cámbrico inferior*

Al Sur del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio, y en concordancia sobre los depósitos de la serie detrítico-carbonatada, se tiene un registro en el que se ha diferenciado un conjunto volcánico bimodal (77) que incluye materiales ignimbríticos de tendencia alcalina y espilitas, que forman una banda norteada poco potente (50 m) en los altos del cerro del Mármol, pero que no está siempre presente. Los primeros son rocas de colores blanquecinos o rosáceos de grano muy fino, en el que se reconocen pequeños fragmentos lávicos soldados. Se les denomina Alternancias de Cumbres (Coullaut *et al.*, 1975, en Fernández Carrasco *et al.*, 1981), si bien al E del Macizo de El Pedroso, Apraiz (1996) y Apraiz y Eguíluz (2002) les denominan Unidad de Los Miradores y les consideran el bloque de techo del *detachment* principal bajo el cual se encuentra el Domo metamórfico de Lora del Río.

Las espilitas corresponden a materiales de tonos verdosos con numerosas vacuolas que, en ocasiones, muestran estructuras redondeadas tipo *pillow*, coladas, brechas etc. Al microscopio muestran una textura microlítica, a veces porfídica, definida por pequeños cristales de plagioclasa albitica (<1 mm) en una matriz de clorita, esfena, calcita y opacos. Contienen abundantes vacuolas rellenas de clorita, calcita o cuarzo. En el área del cortijo de Las Cabezas aflora una serie vulcanosedimentaria, con materiales pizarrosos y cineríticos en la base, sobre los que se encuentra un tramo de grauvacas epiclásticas en las que se intercalan vulcanitas básicas y espilitas y, por encima de todo un aglomerado riolítico. Son rocas volcánicas situadas a techo de calizas, intercaladas en una sucesión (76) de pizarras verdes con nódulos carbonatados en la base que gradualmente pasan a pizarras con láminas intercaladas de limo blanco ocasionando un finísimo bandeado verde y blanco muy característico (Apraiz *et al.*, en prensa; Matas *et al.*, en prensa).

Por encima del nivel volcánico basal aflora una alternancia de bancos decimétricos de areniscas (sublitarenitas y subarcosas) micáceas, de grano medio y color gris, a veces muy oscuro, en capas de centi a decimétricas, que localmente tienen a amalgamarse dando paquetes métricos, con lechos pizarrosos de menor espesor (Matas *et al.*, en prensa). En general los tramos inferiores son más potentes y de grano más grueso y a techo disminuye tanto la granulometría, como la abundancia y espesor de bancos detríticos, hasta terminar en una serie eminentemente pizarrosa (78). En esta última secuencia se observan gran cantidad de estructuras sedimentarias como gradaciones, laminaciones paralelas y cruzadas, huellas de carga, ripples etc. La potencia total puede superar los 1.000 m, aunque existen cambios laterales de facies y

variaciones de potencia. Al microscopio las pizarras muestran una textura esquistosa definida por un entramado de cuarzo, clorita, sericita y opacos. Las rocas detríticas están constituidas por clastos de cuarzo, plagioclasa, feldespato, fragmentos de roca y opacos, con cantidades accesorias de clorita, circón, turmalina y esfena. En general tienen una textura blastopsamítica y pueden contener lechos enriquecidos en carbonatos y en minerales pesados (Apraiz *et al.*, en prensa).

Su edad, por correlación con las Capas de Benalija, del flanco N del Antiforme de Olivenza-Monesterio, debe ser Marianiense-Bilbiliense.

#### 2.2.3.3.2. Areniscas de grano fino y pizarras (80). Puebla de los Infantes

En el flanco Sur del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio, al S y SO de La Puebla de los Infantes, sobre entramo carbonatado del Cámbrico inferior, se dispone una sucesión detrítica que aflora en el núcleo de una estructura sinclinal limitada por fracturas.

La sucesión se inicia por una alternancia de pizarras y areniscas de color crema o marrón en bancos métricos; haciéndose más fina hacia el techo, y culminando con pizarras de tonos negros, verdosos y morados.

Al microscopio estos sedimentos muestran una textura blastopelítica y están formados esencialmente por material micáceo y algunos granos de cuarzo, que parecen corresponder a material cinerítico, posiblemente en relación con una actividad volcánica distal (Roldán *et al.*, en prensa).

Su espesor debe ser al menos de varios cientos de metros, si bien, no se puede precisar por aflorar entre fracturas.

En cuanto a su edad, para Roldán *et al.* (en prensa) su base debe ser Cámbrico inferior (Bilbiliense), si bien no existen datos fehacientes.

#### 2.2.4. Domo de Lora del Río

Se corresponde con la unidad metamórfica de Lora del Río (Apraiz, 1996, 1998), separada de la Unidad de los Miradores por un *detachment* o zona de cizalla de bajo ángulo principal, de carácter extensional, se diferencian dos unidades en base a criterios de grado y evolución metamórfica (Apraiz, 1996, 1999; Apraiz y Eguíluz, 2002). El bloque superior muestra una evolución progradada bien definida del metamorfismo que habitualmente sólo alcanza condiciones propias de la facies de esquistos verdes, salvo

hacia la zona de contacto con el bloque inferior en que aumenta rápidamente hasta la parte alta de la facies de las anfibolitas. El bloque inferior, al que denominan núcleo metamórfico de Lora del Río, presenta un metamorfismo netamente superior, en facies anfibolita y granulitas de baja presión, donde fundamentalmente se preservan las etapas finales de la evolución metamórfica.

El contacto entre ambos bloques, según Apraiz (1996, 1998) presenta rasgos deformacionales característicos de una tectónica extensional y provoca un salto brusco del metamorfismo que decrece rápidamente hacia el bloque superior. El accidente que las separa fue definido como una zona de cizalla extensional de bajo ángulo denominada *detachment* secundario (Apraiz *et al.*, 1993). El bloque superior está compuesto, en la zona occidental por la Serie del Huéznar, caracterizada por una unidad pizarrosa monótona en la base, sobre la que se disponen vulcanitas ácidas, pizarras alternantes con cuarcitas y aglomerados volcánicos que aparecen en el núcleo de un sinclinal muy cerrado de plano axial vertical. En la zona E del domo diferencia una serie de esquistos y cuarzoesquistos (Fm de José Torán) correlacionable, según el mismo, con la serie de pizarras y arcosas definida en la unidad de los Miradores.

#### 2.2.4.1. Serie del Huéznar (73, 74, 75). Cámbrico inferior-medio

Se sitúa al O del Domo de Lora del Río, a muro de una zona de cizalla extensional de dirección NO-SE, que buza hacia el NE, denominada *detachment* o falla normal de bajo ángulo principal (Apraiz, 1998, 1999; Apraiz y Eguíluz, 2002).

Se trata de una monótona sucesión de esquistos micáceos de colores marrones y amarillentos que intercalan de forma ocasional paquetes grauváquicos de potencia decimétrica. Al microscopio muestran un bandeo definido por la alternancia de lechos con distintas proporciones de micas. Aunque la mayor parte de los materiales están formados por moscovita, clorita, cuarzo, plagioclasa y biotita, en asociaciones propias de las zonas de la clorita y la biotita, también se han reconocido las isogradas de la cordierita, andalucita, sillimanita y moscovita “out” (Apraiz *et al.*, en prensa).

Intercaladas en esta serie se encuentran algunos niveles de rocas volcánicas que pueden constituir tramos de entidad cartográfica (74), a los que se asocian espacialmente numerosos diques, sills o pequeños cuerpos básicos de escasa

continuidad lateral, que corresponden a metabasitas. Apraiz *et al.* (1999c) citan la existencia de espilitas con estructuras de *pillow-lavas* a techo.

Por correlación con las Alternancias de Cumbres, Apraiz *et al.* (en prensa) les atribuyen una edad Cámbrico inferior-medio.

#### 2.2.4.2. Migmatitas, gneises y esquistos biotíticos (37) con intercalaciones de anfibolitas (39)

Corresponde al macizo cristalino de Lora del Río o bloque inferior de la Unidad metamórfica de Lora del Río (Fabriès, 1963; Arriola y Eguíluz, 1983; Apraiz *et al.*, 1993, Apraiz, 1996) compuesto por una secuencia de paragneises pelíticos y semipelíticos con intercalaciones de gneises cuarzofeldespáticos, esquistos y cuarcitas grafitosos y gran cantidad de anfibolitas y gneises anfibólicos; localmente se encuentran lentejones de mármoles. Todo el conjunto muestra un metamorfismo de grado alto que en las zonas más profundas origina el desarrollo de granitoides anatéticos y de un amplio cortejo de migmatitas (Apraiz *et al.*, en prensa).

El núcleo metamórfico de Lora del Río sufrió una rápida exhumación debido a la acción de dos zonas de cizalla extensionales (Apraiz y Eguíluz, 2002).

En las zonas centrales del Núcleo Metamórfico de Lora del Río los procesos de fusión parcial asociados al metamorfismo han generado una serie de granitoides peculiares. La facies más extendida corresponde a un granito de aspecto sacaroideo de color grisáceo y muy heterogéneo, con abundantes enclaves restíticos y una gran cantidad de cordierita. En cuerpos de menor extensión aparece una granodiorítica de aspecto homogéneo, con una menor proporción de enclaves en la que resaltan placas centimétricas de biotita y nódulos de cuarzo hialino. Además lleva asociados pequeños diferenciados leucograníticos asociados a la formación del domo (Apraiz *et al.*, en prensa).

Rodeando a esta zona, en la que los procesos de fusión son dominantes, se dispone una aureola de migmatitas con una variada gama de estructuras (estromáticas, ptigmáticas, flebíticas, etc.) que pueden considerarse como metatexitas originadas por tasas de fusión moderadas o bajas. La presencia de pequeños afloramientos de leucogranulitas es de gran interés a la hora de establecer la evolución metamórfica. Las migmatitas de tipo estromático están formadas por lechos cuarzofeldespáticos (leucosomas) de espesor variable, separados de los mesosomas, compuestos por cuarzo,



plagioclasa, biotita, sillimanita y feldespato potásico por otros más delgados y oscuros (melanosomas) enriquecidos en biotita y sillimanita. En las zonas menos metamórficas se encuentran micaesquistos y paragneises bandeados constituidos por biotita y sillimanita con diferentes proporciones de minerales félsicos. Este bandeo traspone una fábrica previa (Apraiz *et al.*, en prensa).

Existen abundantes niveles anfibólicos intercalados. Son rocas de color verdoso en las que, con frecuencia, destacan anfíboles milimétricos. Están formadas por anfíbol, plagioclasa y opacos, pero la variación en el contenido de dichos minerales da lugar a diferentes texturas y al desarrollo de estructuras bandeadas. En ocasiones la elevada proporción de plagioclasa permite clasificarlos como gneises anfibólicos (Apraiz *et al.*, en prensa).

Por otra parte, cabe reseñar la presencia de esquistos grafitosos que se localizan de forma mayoritaria en la zona central y que podrían corresponder a materiales propios de la Serie Negra (Apraiz *et al.*, en prensa).

Son frecuentes además, las intrusiones aplograníticas, así como la existencia de cuerpos menores de leucogranulitas, constituidos por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, cianita, granate y rutilo (Apraiz y Eguíluz, 2002).

En cuanto a la edad de esta unidad, es difícil de determinar, habiendo sido adjudicada por algunos autores al Paleozoico sin más (Macpherson, 1879; Fabriès, 1963), al Cámbrico (Pérez Lorente, 1979) o Cámbrico inferior (Apraiz *et al.*, en prensa), o al Precámbrico (Sanz *et al.*, 1975; Vázquez Guzmán y Fernández Pompa, 1976; Arriola y Garrote, 1980). Apraiz *et al.* (1993) proponen la posible correlación de estos materiales con la Fm Malcocinado y con la Serie Bodonal-Cala. No obstante, sus características litológicas entre las que destacan las intercalaciones de esquistos y cuarcitas grafitosos y gran cantidad de anfíbolitas y gneises anfibólicos, así como la datación de una granodiorita anatética nebulítica mediante U/Pb SHRIMP en  $600 \pm 13$  Ma por Ordóñez Casado (1998), a la que considera la edad del protolito; nos han llevado en esta hoja y memoria a atribuirles una edad neoproterozoica, posiblemente relacionada con la Serie Negra.

#### 2.2.4.3. Gneises con intercalaciones de metavulcanitas (38) y anfibolitas (39). Fm José Torán

Por su posición estructural forma parte de la unidad superior del núcleo metamórfico de Lora del Río. Fue denominada Fm de José Torán por Apraiz (1996).

Se trata de una sucesión constituida por esquistos, cuarzoesquistos y gneises biotítico-moscovíticos (38), con niveles cuarcíticos cuarzofeldespáticos, que llegan a dar diferenciados pegmatoides; existen además lentejones de anfibolitas (39) intercalados en la serie (Roldán *et al.*, en prensa).

Los esquistos y gneises presentan al microscopio textura granolepidoblástica o gneílica. Como minerales principales tienen cuarzo, feldespatos, moscovita, biotita, opacos y a veces sillimanita y cordierita. Entre los accesorios destacan circón, y en algunos casos plagioclasa y calcita, Las rocas pueden ser clasificadas como esquistos biotíticos-moscovíticos y gneises biotíticos con sillimanita.

En su mayor parte las rocas parecen proceder de sedimentos pelíticos o cuarzo-pelíticos, afectados por metamorfismo regional de grado variable, con desarrollo de dos esquistosidades; una primera que produce la blastéisis más importante de minerales como cuarzo, plagioclasa y micas; y otra posterior de crenulación que produce también porfirocristales de opacos.

Las anfibolitas (39) se disponen como masas lenticulares que se acuñan lateralmente; en el campo unas veces como masas subparalelas a las capas, que se relacionan con materiales tobáceos, y otras veces como cuerpos de forma más irregular y con contactos aparentemente oblicuos. Estas relaciones se interpretan que están asociadas con un complejo volcánico-subvolcánico de igual edad que esta formación, de acuerdo con la relación que dichas rocas presentan respecto de otras de carácter vulcanoderivado y que aparecen interstratificadas en la serie; sin embargo este argumento resta por verificar con más precisión.

Al microscopio las anfibolitas presentan texturas nematoblásticas, y tienen como minerales principales plagioclasa, anfíbol (actinolítico), epidota, opacos, y en algún caso esfena; como accesorios apatito y circón. Proceden de material de origen ígneo, y tienen una orientación marcada por la primera esquistosidad ( $S_1$ ) que se encuentra microplegada.

La edad de esta serie es desconocida, a pesar de lo cual, sus características litológicas, metamórficas y deformativas nos han llevado a relacionarlo con materiales ediacáricos sin que pueda descartarse una edad Cámbrica.

### **2.2.5. Dominio Évora-Aracena**

Se trata de un pequeño dominio situado en el borde O de la Hoja, entre el Granito de El Pedroso (13) y la Cuenca del Viar, relacionado litológicamente y tectónicamente con el Dominio Évora-Aracena, que se extiende por el Norte de la Hoja 1:200.000 de Sevilla-Puebla de Guzmán adentrándose en Portugal, siendo el dominio más meridional de la ZOM.

Al igual que en el sector del Antiforme de Fuenteheridos y núcleo de Almadén de la Plata, al oeste, fuera de esta hoja, la sucesión (aunque muy tectonizada) contiene de muro a techo una sucesión metapelítica, a veces grafitosa con intercalaciones de paragneises, cuarcitas negras y pequeños lechos de rocas carbonatadas equivalente a la Serie Negra y atribuida al Neoproterozoico.

La sucesión continúa con un episodio carbonatado constituido principalmente por un conjunto de mármoles dolomíticos atribuido al Cámbrico inferior por correlación con otros sectores de Ossa-Morena (Bard, 1969; Gutiérrez Elorza, 1970; Vázquez Guzmán y Fernández Pompa, 1976; Apalategui *et al.*, 1984; Crespo Blanc, 1989). Finalmente sobre este episodio carbonatado se deposita una potente secuencia vulcanosedimentaria bimodal con algunas intercalaciones de niveles carbonatados, cuyo techo no es conocido, pues su contacto es tectónico.

Al igual que en la parte N del Dominio Évora-Aracena, al NE de esta sucesión, y en contacto tectónico con ella, se sitúa una banda de esquistos y filitas con algunas metabasitas intercaladas, intensamente deformada y con abundantes segregaciones de cuarzo, denominada *Unidad de Moura-El Cubito*, que agrupa los Xistos de Moura (Oliveira y Piçarra, 1986) o Complejo Filonítico de Moura (Araujo, 1995; Araujo *et al.*, 2005, 2006) de los autores portugueses con los Esquistos de El Cubito (Bard, 1969).

#### **2.2.5.1. Unidad de Moura-El Cubito**

Se trata de un conjunto metapelítico muy deformado que flanquea por el Norte al Macizo de Aracena. Agrupa los Xistos de Moura (Oliveira y Piçarra, 1986) o Complejo Filonítico de Moura (Araujo, 1995; Araujo *et al.*, 2005, 2006) de los autores portugueses con los Esquistos de El Cubito (Bard, 1969).

Las relaciones de la Unidad de Moura-El Cubito con el Macizo de Aracena (en la vecina hoja 200.000 de Sevilla-Puebla de Guzmán) son complejas; en las hojas de Aroche, Aracena y Santa Olalla, se apoyan sobre distintos términos del flanco normal del anticlinorio de Fuenteheridos-La Umbría; en el Macizo de Almadén de la Plata el contacto es con distintas unidades de dicho macizo (Abalos, 1987). Hacia el Norte la Unidad de Mora-El Cubito está en contacto siempre, si bien tectónicamente, con los esquistos y pizarras de Barrancos de los que es difícil de separar y de los que se diferencia fundamentalmente por su mayor grado de deformación (Apalategui *et al.*, 1990b). Este contacto se hace mediante la Falla de Beja-Valdelarco, que buza fuertemente hacia el NNE o NE y contiene estrías tanto en buzamiento como horizontales (Crespo Blanc, 1989). Su contacto S, es también tectónico y contiene en algunos lugares hacia la base una mélange con evidencias de alta P (Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013).

En esta Hoja, sin embargo, por el NE se pone en contacto tectónico, mediante un cabalgamiento vergente al SO con las Alternancias de Cumbres, y por el SO también tectónicamente, se pone en contacto con el Tramo Carbonatado o Sucesión Detrítico-Carbonatada del Cámbrico inferior o con la Fm Terena.

En Portugal está constituida por una secuencia imbricada de micaesquistos con intercalaciones de vulcanitas ácidas y básicas, así como pasadas de liditas, esquistos negros y escasos niveles carbonatados. En España, sin embargo, está constituida principalmente por filitas y esquistos (80), que en esta Hoja intercalan ampelitas, lutitas negras y liditas (80a) con alguna escasa intercalación de metabasitas; si bien desde Cortelazor (en la vecina Hoja 1:200.000 de Sevilla-Puebla de Guzmán) hacia el E se intercalan importantes cuerpos de metabasitas (84) y alguno escaso de rocas ácidas, constituidas por metatobas de grano medio, de colores pardos, con clastos líticos y de feldespatos (Crespo Blanc, 1989) de carácter riolítico. En el flanco E y en el cierre del Antiforme de Fuenteheridos (fuera de esta Hoja, al O), contiene hacia su base (desde el punto de vista estructural) una mélange con evidencias de alta presión (Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013).

Para algunos autores los esquistos y filitas de El Cubito, no constituyen una formación con valor cronoestratigráfico (Apalategui *et al.*, 1984, 1990) sino que representa una banda de cizalla formada a expensas de las pizarras de Barrancos, y en la que quedan involucrados en menor proporción otros materiales, algunos del Macizo de Aracena.

En Portugal, muchas de sus litologías están imbricadas tectónicamente, con milonitización asociada, presentando algunos niveles de esquistos con metamorfismo de alta P en facies de los esquistos azules, con relictos de facies eclogítica en alguna de las intercalaciones anfibolíticas (Araujo, 1995; Fonseca *et al.*, 1999, 2004a y b).

Para Booth-Rea *et al.* (2006b), las filitas y esquistos de la Unidad de Moura-El Cubito forman parte de un complejo alóctono relacionado con una sutura, habiendo puesto de manifiesto la existencia, también en el sector español, de alta P.

Posteriormente Rubio Pascual *et al.* (2011, 2013) encuentran alta presión en la Unidad de Cubito-Moura y su mélangé basal, en la hoja 1:200.000 de Sevilla-Puebla de Guzmán, en la cual ponen de manifiesto la existencia de un evento metamórfico en facies de los esquistos azules. Así mismo, encuentran también evidencias de alta P en otras unidades del Dominio de Évora-Aracena de la ZOM (Grupo de Fuenteheridos, incluyendo la Fm La Umbría), lo que junto con el hallazgo de evidencias de alta P en la parte inferior de la Fm Pulo do Lobo y en la Unidad de La Minilla, les llevan a proponer que estas unidades del límite ZOM/ZSP formaron parte de una cuña orogénica desarrollada por la acreción de láminas subducidas del margen continental más externo de Gondwana y probablemente otros elementos del dominio Rheico, con un sentido aproximado de techo hacia el NE, desde al menos el Devónico medio al Tournaisiense basal. Esto indicaría una subducción parcial del margen externo de Gondwana bajo una pila compleja de unidades exóticas que incluyen afloramientos pertenecientes a la ZSP.

#### 2.2.5.1.1. *Micaesquistos y metavulcanitas (34) con intercalaciones de ampelitas, lutitas negras y liditas (35). Fm El Cubito*

La Fm El Cubito está constituida principalmente por metapelitas (filitas y esquistos) de color gris oscuro, con una esquistosidad muy penetrativa y abundantes segregaciones de cuarzo muy replegado o en cuerpos sigmoidales a veces con agregados de clorita (Apraiz *et al.*, en prensa). En algunos puntos en esta Hoja, se observan intercalaciones de ampelitas, lutitas negras y liditas (35) con cierta continuidad.

Diferentes autores (Apalategui *et al.*, 1984; Crespo Blanc, 1989) observan tres fases de deformación visibles: la primera produce una foliación sinmetamórfica de bajo grado ( $S_1$ ) apreciable solo como foliación interna en microlitones de la siguiente fase; durante la segunda fase se genera una nueva superficie de discontinuidad ( $S_2$ ) de crenulación penetrativa, que es la foliación principal y lleva asociados lentejones de

cuarzo de exudación paralelos; durante la tercera fase se micropliegan las estructuras anteriores por pliegues asimétricos de tipo *chrevron* vergentes al SO con un clivaje de crenulación espaciado de plano axial (Apalategui *et al.*, 1984; Booth-Rea *et al.*, 2006b).

En lámina delgada estos materiales están constituidos por cuarzo, moscovita, clorita, biotita, plagioclasa y en ocasiones cloritoide y grafito. En proporciones accesorias se han observado opacos, circón, apatito, turmalina, rutilo, esfena y en algunas muestras granate (Apalategui *et al.*, 1983b, 1984, 1990; Crespo Blanc, 1989). En una muestra de un esquisto moscovítico recogida en la Hoja de Almadén de la Plata, se ha observado en proporciones accesorias granate subredondeado. Presentan texturas lepidoblásticas a granolepidoblásticas de grano fino microplegadas, en ocasiones bandeadas y muy frecuentemente miloníticas, observándose estructuras sigmoidales, que pliegan y transponen una *schistosity* previa (Apraiz *et al.*, en prensa).

Las metavulcanitas ácidas son rocas de colores variables, predominantemente claros, con frecuentes disseminaciones de sulfuros, y localmente óxidos de manganeso. En ocasiones son cherts, incluso jaspes. Al microscopio muestran una textura brechoide y están constituidas principalmente por: cuarzo, moscovita, plagioclasas, feldespato potásico, opacos, y a veces clorita. En proporciones accesorias contienen: esfena, leucoxeno, apatito, turmalina, y a veces grafito.

Recientemente Ponce *et al.* (2011, 2012, en prensa) postulan para la primera fase (D<sub>1</sub>), interpretada como relacionada con el comienzo de la exhumación después de la subducción del margen de Ossa-Morena bajo el margen Surportugués, una cinemática (una vez restauradas las deformaciones posteriores) de techo al E (lineaciones N70°E).

Booth-Rea *et al.* (2006b) encuentran, en muestras de estos esquistos tomadas en los alrededores de la localidad de Cortelazor (en la vecina hoja 1:200.000 de Sevilla-Puebla de Guzmán), que fueron sometidos a unas condiciones de metamorfismo de alta P-baja T durante la S<sub>1</sub> que alcanzaron los 0.9 a 1.0 GPa a 370-340°C.

Durante la realización de la Hoja 1:200.000 de Sevilla-Puebla de Guzmán, se han obtenido nuevos datos que avalan la existencia de alta P en el sector de los esquistos de El Cubito que bordea al Macizo de Aracena, alcanzándose condiciones mínimas de P en la mélangé basal de 12,4 Kb y T de 310±11°C (Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013; Matas *et al.*, en prep.), si bien no se han encontrado evidencias de alta P en esta Hoja.

#### 2.2.5.1.2. Metabasitas y anfibolitas (36). Fm El Cubito

En los esquistos de la Fm El Cubito, se intercalan cuerpos de rocas volcánicas básicas, de espesores decamétricos a hectométricos y extensiones a veces plurikilométricas. Son equiparables a las denominadas, junto a las intercaladas en La Fm Barrancos, metabasitas de la Ribera de Huelva por Bard (1969). Se trata de diabasas y lavas, así como tobas básicas a intermedias. También se han citado metamicrodioritas y metadacitas (Bard, 1969).

Estas rocas serían lavas de la serie espilita-queratófido con textura porfídica y matriz alotriomorfa. Para algunos autores, químicamente son rocas subalcalinas con marcado carácter toleítico, según Apraiz *et al.* (en prensa), que regionalmente, y con carácter local, pueden presentar estructuras en *pillow* (Crespo Blanc, 1989).

Muestras de anfibolitas tomadas durante la realización de la vecina Hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán, muestran una afinidad intermedia Toleítica-Alcalina, así como un carácter transicional entre basaltos alcalinos de afinidad intraplaca y E-MORB.

En cuanto a su edad, no existen dataciones absolutas de estas rocas, habiendo sido atribuidas a distintas edades por diversos autores: al Cambro-Ordovícico (Bard, 1969), al Cámbrico (Gutiérrez Elorza, 1970), al Devónico (Vázquez Guzmán y Fernández Pompa, 1976) y al Precámbrico-Silúrico (Apalategui *et al.*, 1984).

#### 2.2.5.2. Grupo de Fuenteheridos

En contacto tectónico con la Unidad de Moura-El Cubito y entre sí, afloran un conjunto de materiales equivalentes a los descritos en el Grupo de Fuenteheridos de la Sierra de Aracena, en la vecina Hoja 1:200.000 de Sevilla-Puebla de Guzmán, que comprenden la Serie Negra, los Carbonatos de Aracena y el Vulcanosedimentario de Aracena.

##### 2.2.5.2.1. *Esquistos y cuarzoesquistos biotíticos (40). Sucesión Montemolín (Fm La Umbría, Serie Negra)*

La Serie Negra aflorante en este sector ha sido denominada regionalmente como Fm La Umbría. En esta Hoja por a pesar de su escaso afloramiento, presenta características asimilables a la Sucesión Montemolín. Está constituida principalmente por esquistos y cuarzoesquistos biotíticos con intercalaciones de paragneises, cuarcitas negras y pequeños lechos de rocas carbonatadas (Apraiz *et al.*, en prensa).

Los esquistos y cuarzoesquistos biotíticos (40) son rocas esquistosas, oscuras, en ocasiones laminadas, de grano fino, formadas por cuarzo, plagioclasa y biotita como

componentes principales; siendo los accesorios más comunes la moscovita, tremolita, grafito, circón y opacos. En ellos se intercalan gneises plagioclásico-biotíticos que evolucionan a paragneises biotíticos, a veces con gran cantidad de grafito y con lentejones o finos niveles de cuarcitas negras y jaspilitas. Estas rocas proceden, en su mayor parte, de una serie vulcanosedimentaria ácida. Algunas muestras conservan aún texturas originales de rocas volcánicas ácidas de composición riolítico-dacítica. Al microscopio, están compuestas principalmente por cuarzo, feldespatos (sobre todo plagioclasa, pero también feldespato potásico) y biotita. También pueden ser componentes principales grafito, clorita, moscovita y opacos. Entre los minerales accesorios destacan apatito, opacos, epidota, esfena, circón y en ocasiones feldespato potásico (Apalategui *et al.*, en prensa).

Las cuarcitas negras tienen una textura granoblástica, casi siempre bandeada, y una mineralogía simple constituida de forma casi exclusiva por cristales de cuarzo entre los que se observa una diseminación de pequeños cristallitos de grafito y opacos (Apraiz *et al.*, en prensa).

Su potencia en este sector de la Hoja no es determinable, ya que está limitada por fracturas.

#### 2.2.5.2.2. Calizas y dolomías (53). Carbonatos de Aracena

Afloran como una estrecha franja NO-SE situada al E de la Cuenca del Viar, en contacto tectónico, tanto con los materiales neoproterozoicos de la Serie Negra (40), por el E, como con los materiales pérmicos de la Cuenca del Viar (29, 30, 33), por el O, a los que cabalga.

Se trata de mármoles masivos, de grano fino a medio, de colores grises, blancos y beige, con una pátina de alteración a colores marrones oscuros. El tránsito a la Fm Vulcanosedimentaria es gradual.

Al microscopio muestran una textura granoblástica, con dolomita, calcita, y ocasionalmente actinolita-tremolita, cuarzo, moscovita, flogopita, feldespato potásico y opacos, como minerales principales y opacos (sulfuros, hematites), clorita, calcita, cuarzo, apatito, minerales arcillosos, moscovita, barita y esfena, como minerales accesorios (Apalategui *et al.*, 1984). Entre los minerales mayoritarios predomina la dolomita sobre la calcita.

Por sus características litológicas y posición en relación con la Unidad de El Cubito y la Cuenca del Viar se las ha correlacionado con los Carbonatos de Aracena.



Si bien en este sector, debido a sus límites tectónicos, no es posible determinar la potencia de este tramo; en el Antiforme de Fuenteheridos (Sierra de Aracena) en la vecina Hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán (74-75) ha sido cifrada en 250-400 m (Apalategui *et al.*, 1984; Crespo Blanc, 1989).

Su edad no ha podido ser determinada faunísticamente. Por correlación con otros sectores de Ossa-Morena, basándose en las similitudes litológicas y de facies, así como de posición estratigráfica, han sido atribuidas por diferentes autores al Cámbrico inferior (Bard, 1969; Gutiérrez Elorza, 1970; Vázquez Guzmán y Fernández Pompa, 1976; Apalategui *et al.*, 1984; Crespo Blanc, 1989).

#### 2.2.5.2.3. *Tobas, metavulcanitas ácidas y calizas (54). Vulcanosedimentario de Aracena*

Sobre los Carbonatos de Aracena (Dolomías de Aracena), se apoya una potente sucesión vulcanosedimentaria, que regionalmente se extiende desde el núcleo de Almadén de La Plata, hasta Rosal de la Frontera (Crespo Blanc, 1989) en la Hoja 1:200.000 de Sevilla-Puebla de Guzmán, y que es correlacionable con los afloramientos existentes al E de la Cuenca del Viar, entre esta y la banda NO-SE de la Unidad de El Cubito. Su techo no es conocido, debido a que sus contactos en su mayoría son tectónicos.

Está constituida principalmente por un conjunto de metavulcanitas ácidas, principalmente tobas de afinidad riolítica a riodacítica, con intercalaciones de metacineritas y gneises biotíticos, metabasitas, rocas de silicatos cálcicos y niveles carbonatados (tanto dolomíticos como calcáreos).

Estas series tienen una gran variabilidad litológica, pudiendo encontrarse: lavas y tobas soldadas, tobas de grano grueso y fino, tufitas, metacineritas y metabasitas, tobas feldespáticas, y tobas y filitas oscuras (Apalategui *et al.*, 1984).

Al microscopio muestran texturas granolepidoblásticas (tobas); granoblástica, porfídica, hipocrystalina, a veces con texturas fluidales (tobas soldadas y lavas) y lepidoblásticas (metacineritas).

Como componentes principales las tobas contienen: cuarzo, feldespato potásico  $\pm$  plagioclasas  $\pm$  opacos  $\pm$  biotita  $\pm$  clorita  $\pm$  sericita y las metacineritas: minerales arcillosos, feldespato potásico, cuarzo y biotita. En las metarriolitas los fenocristales a menudo tienen golfos de corrosión en una matriz microcristalina con textura esferulítica. En proporciones accesorias las tobas contienen: clorita, opacos, circón  $\pm$

leucoxeno  $\pm$  apatito  $\pm$  epidota  $\pm$  esfena y las metacineritas turmalina, opacos y óxidos de Fe (Apalategui *et al.*, 1984, 1990). Al O de estos afloramientos, en la Hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán, Crespo Blanc (1989) cita en metavulcanitas de grano fino a medio, la aparición ocasional de cloritoide y granate.

No es posible determinar su potencia en esta hoja, debido a que sus contactos son tectónicos. En la Hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán, Apalategui *et al.* (1984) estiman una potencia mínima de unos 1.200 m, mientras que Crespo Blanc (1989) estima su potencia en unos 1.500 m, si bien es difícil de calcular debido tanto a que no se conoce su techo, como a su intenso replegamiento por varias etapas de plegamiento.

Apenas existen datos que puedan avalar la edad de esta sucesión. Algunos autores le han atribuido una edad Cambro-Ordovícico (Bard, 1969) o Cámbrico inferior (Crespo Blanc, 1989). El único dato de edad que existe de esta sucesión en la Hoja de Aracena (Hoja 1:200.000 de Sevilla-Puebla de Guzmán) es el de Sánchez *et al.* (2008b), que datan unas tobas intercaladas en esta unidad, mediante U/Pb, obteniendo  $511\pm 2$  y  $515\pm 1,5$  Ma (Cámbrico inferior-medio). Algunos autores correlacionan el Grupo de Fuenteheridos con el Anticlinal de Estremoz (Portugal), donde se han encontrado pizarras con graptolitos del Silúrico inferior (Gonçalves, 1972; Ribeiro en Crespo Blanc, 1989) por encima de unas dolomías del Cámbrico inferior; en cuyo caso esta sucesión podría llegar hasta el Silúrico. Por otra parte, Piçarra (2000) encuentra en carbonatos intercalados en una secuencia litoestratigráfica similar al N del Macizo de Évora, fósiles del Ordovícico inferior. Sarmiento *et al.* (2000) encuentran conodontos de edad Silúrico inferior-Devónico en mármoles del Sinclinal de Estremoz, lo que implicaría una edad más moderna para esta sucesión. Recientemente (Pereira *et al.*, 2012). Proponen que los mármoles de Estremoz pertenezcan en su totalidad al Cámbrico inferior.

### 2.3. ZONA CENTROIBÉRICA. DOMINIO DE OBEJO-VALSEQUILLO

En el borde meridional de la Zona Centroibérica se diferencian dos dominios con características tectosedimentarias diferentes. Al Norte de la Falla de Puente Génave- Castelo de Vide (Martín Parra *et al.*, 2006), que bordea por el N la cuenca de Los Pedroches, está el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (Martínez Catalán *et al.*, 2004) y al Sur el Dominio de Obejo-Valsequillo, que se corresponde parcialmente

con el Dominio de Obejo-Valsequillo de Delgado-Quesada *et al.* (1977) y en su mayor parte con el de Pardo Alonso (1997). Su límite Sur es la Falla de Matachel, si bien, si tenemos en cuenta que la Unidad Central contiene corteza inferior de la ZCI y no de la ZOM (Azor *et al.*, 2004), podría considerarse que su límite meridional está al S del Corredor Blastomilonítico, y más concretamente en la Falla de Azuaga.

En este dominio se diferencian, de Norte a Sur, una Unidad Parautoctona y un conjunto de Unidades Alóctonas. La principal característica que las diferencia es que el Carbonífero Inferior en la primera es paraconcordante, es decir no hay deformación previa aunque exista hiato sedimentario, y en la segunda es claramente discordante sobre materiales intensamente deformados. En cuanto a la estratigrafía hay diferencias entre las dos unidades pero también dentro de cada Unidad en sentido SE-NO (hoja de Pozoblanco).

Las peculiaridades estratigráficas distintivas de este dominio de la ZCI son la presencia de rocas preordovícicas típicas de la Zona de Ossa-Morena y un Paleozoico postcámbrico con facies y faunas asimilables a la Zona Centroibérica, aunque con variaciones respecto al Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico que se pueden explicar por estar en una zona marginal de la plataforma paleozoica. Esto implica que el límite entre la ZCI y la ZOM no es una estructura simple sino una zona de transición, estructurada posteriormente por la Orogenia Varisca (hoja de Pozoblanco).

El Dominio de Obejo-Valsequillo se encuentra representado únicamente en la esquina NE de la Hoja, y bajo este epígrafe se describen los materiales precarboníferos que afloran en la citada esquina, pertenecientes a sus Unidades Alóctonas.

### **2.3.1. Pizarras laminadas y cuarcitas (71). Fm Azuaga**

La Fm Azuaga fue definida por Delgado Quesada (1971) como pizarras de Azuaga.

La litología más común en este sector de la Hoja, está definida por una alternancia de pizarras y areniscas de color gris-verdoso, con intercalaciones de cuarcitas blanquecinas. Las pizarras presentan laminaciones constituidas por un bandeado formado por niveles de areniscas de color blanquecino, que muestran en ocasiones concentraciones o engrosamientos de este sedimento a modo de bolas o lentes de arena fina; el material detrítico está formado por un sedimento fino constituido por

granos de cuarzo, feldespatos y materiales micáceos en los que se reconocen placas de moscovita y biotita de tamaño inferior al milímetro.

En el NE de la presente Hoja, sin embargo, en la carretera de Villafranca a Adamuz, unas lutitas negras con laminaciones que buzan hacia el sur con criterio de techo en el mismo sentido (Fm Azuaga), dan paso, a una franja de espesor métrico constituida por una alternancia de cuarcitas y pizarras que buzan también al S (posiblemente devónicas), siendo el contacto entre ambas tectónico.

Las cuarcitas se componen de granos de cuarzo (tamaño arena fina) que suponen más del 95% de la roca, el resto lo forman minerales pesados y micas. Estos sedimentos están muy recristalizados y al microscopio los granos de cuarzo presentan bordes suturados ligeramente debido a procesos de presión- disolución (Roldán *et al.*, en prensa b).

Según Borrero *et al.* (1984), el medio sedimentario es de plataforma abierta dominada por tormentas y con una notable subsidencia para explicar su espesor.

El espesor de esta formación según Roldán *et al.* (en prensa a) es de al menos unos 2.000 m, ya que no aflora ni su techo ni su muro. Más al N, Azor (1994) estima un espesor de 3.000-4.000 m.

En cuanto a su edad, ha sido objeto de controversia oscilando según los autores desde el Precámbrico al Ordovícico. Vegas (1971) y Delgado Quesada (1971) la atribuyeron al Precámbrico superior, mientras que Apalategui *et al.* (1983) y Azor *et al.* (1991) la atribuyen al paleozoico inferior (Cámbrico medio-Ordovícico inferior).

Se ha encontrado en la ZOM (al norte de Córdoba) fauna de trilobites de edad Cámbrico inferior-medio (Liñán, 1978; Liñán y Quesada, 1990). Se han citado también algunos tipos de huellas fósiles como *Planolites* sp. y *Cochlichnus* sp. (Quesada *et al.*, 1990). Recientemente se han analizado rocas correlacionables con las de esta formación en las Unidades Alóctonas del Dominio Obejo-Valsequillo de la ZCI, cuya edad había sido atribuida al Precámbrico-Ordovícico por Apalategui *et al.* (1985 a, b, d y e) y al Ordovícico por Martínez Poyatos (1997), habiendo proporcionado una fábrica fácilmente comparable con la de otras rocas Cámbricas bioturbadas de la Zona de Ossa-Morena, según Jensen *et al.* (2004).

### **2.3.2. Esquistos y cuarzoesquistos biotíticos (91). Unidad del Hoyo**

Se trata de una serie muy compleja, que posee diversas facies y en su conjunto muy metamorfizadas; así como una deformación importante. Está estructurada por una

fábrica plano-linear subparalela a  $S_0$ , que les hace formar parte de la Banda de Cizalla Badajoz-Córdoba y de la Cizalla de Campillos.

Esta tectonización ha dado lugar a grandes discrepancias entre los diferentes autores tanto en edad como en posición estratigráfica. Al Sur de El Hoyo (en la hoja 1:200.000 de Pozoblanco) se observa que estratigráficamente están sobre la Serie Negra; y a techo se le superpone discordantemente los depósitos carboníferos de la Cuenca del Guadiato. Los leucogranitos y ortogneises de El Álamo aparecen siempre espacialmente ligados a estos materiales. No existe ningún tipo de datación, pero por litología, metamorfismo y correlaciones regionales, se ha asimilado a la Fm Albariza, que forma parte de la secuencia de la Sierra Albarrana al norte del límite entre la ZOM y la ZCI; atribuyéndose la estructuración tardía de cizalla, a la deformación ligada al muro de las Unidades Alóctonas

Se han distinguido dos conjuntos litológicos, aunque en todos los afloramientos hay mezcla de ellos. Uno basal fundamentalmente cuarcítico, que se puede dominar Arcosas y Cuarcitas de El Hoyo (Formación Murilla; Almarza, 1976), y a techo otro denominado Micaesquistos de El Hoyo por Delgado-Quesada (1971) y Formación Campo Alto ("Cuarcitas con distena" de Almarza, 1976). En esta Hoja se encuentra representado únicamente el segundo.

Está constituida principalmente por esquistos y cuarzoesquistos con pasadas de gneises, todos ellos de carácter milonítico. Deloche y Simon (1979) denominaron a estos materiales como "milonitas filitosas" (filonitas), caracterizadas por abundantes porfirocristales de moscovita, intercalaciones cuarcíticas y gneises de color gris (Roldán *et al.*, en prensa b).

Los micaesquistos están formados por moscovita, cuarzo, plagioclasa, biotita y granate; en algunos sectores también tienen andalucita y sillimanita. Son frecuentes intercalaciones métricas de anfibolitas retrogradadas a esquistos verdes; están compuestas por plagioclasa anfíbol verde y cantidades menores de cuarzo, feldespato potásico, clorita biotita y epidota.

Al microscopio están constituidos principalmente por: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y en menor proporción elementos metálicos. Matas *et al.* (en prep.) citan también la existencia de granate y en algunos sectores también tienen andalucita y sillimanita. Citan también frecuentes intercalaciones métricas de anfibolitas retrogradadas a esquistos verdes; están compuestas por plagioclasa anfíbol verde y cantidades menores de cuarzo, feldespato potásico, clorita biotita y epidota. Fueron

afectados por un metamorfismo regional en condiciones de grado variable. Presentan una foliación milonítica en la que se aprecian formas sigmoidales asimétricas, tanto de feldespatos como de micas, con criterios cinemáticos de cizalla sinistral (Roldán *et al.*, en prensa b).

Hay paquetes de cuarcita intercalados en los micaesquistos. En uno de ellos Orozco y Pascual (1975) citan una mineralogía de cuarzo, distena, sillimanita, moscovita y rutilo.

Los cuarzosquistos presentan una composición mineralógica esencialmente formada por cuarzo, moscovita y feldespatos. Se reconocen, eventualmente, restos de biotita desfleadas y transformadas a moscovita. Dichas biotitas parecen estar relacionadas con una fábrica milonítica. Es posible que estos materiales estén afectados por dos etapas tectonometamórficas; una que correspondería a un metamorfismo regional de grado medio y otra, en relación con un metamorfismo dinamotérmico (cizalla) en grado bajo. La fábrica que muestra la roca y su mineralogía se atribuye a la segunda etapa (Roldán *et al.*, en prensa b).

Los gneises están constituidos esencialmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, epidota y clorita. Proceden de una roca granítica gneisificada (ortogneis). La fábrica es milonítica y está caracterizada por la presencia de porfirocristales de feldespatos, envueltos por la foliación milonítica; así como *ribbons* de cuarzo que envuelven a los feldespatos, dando como resultado un gneis ocelar milonítico (Roldán *et al.*, en prensa b).

El espesor de los Micaesquistos de El Hoyo se estima en 1.000 m (Martínez Poyatos, 1997).

En esta unidad no se conservan fósiles y la edad está en discusión; algunos autores le han atribuido una edad precámbrica (Pérez Lorente, 1979; Quesada *et al.*, 1990), o Paleozoico inferior, correlacionando las cuarcitas de El Hoyo con la Cuarcita Armoricana (Apalategui *et al.*, 1985a). Por su parte, Martínez Poyatos (1997) por correlación con otras áreas del borde meridional de la ZCI le atribuye una edad ordovícica.

En la Hoja de Pozoblanco se ha considerado que litológicamente es, más correlacionable con algunos tramos localizados dentro de la Formación Azuaga (o Fm Albariza), apareciendo aquí los tramos basales correlacionables con la Formación Torreárboles. En consecuencia se atribuye una edad cámbrica sin poder precisar más.

## 2.4. DEPÓSITOS SIN-OROGÉNICOS A TARDI-OROGÉNICOS VARISCOS

### 2.4.1. Pizarras, areniscas y grauvacas (92) con lentejones de calizas (93). Fm Terena

En el sector meridional del anticlinorio y en contacto tectónico con los micaesquistos y metavulcanitas de la Fm El Cubito (34) por el E y, con los materiales del Grupo de Fuenteheridos por el NO y con las pizarras y cuarcitas de la Fm Horta da Torre (27) de la ZSP por el SO, se encuentra una sucesión constituida por conglomerados, areniscas, calizas, margas y lutitas, que se denomina “Formación Terena” o Flysch de Terena (92).

La sucesión muestra un tramo basal constituido por conglomerados con cantos de tamaño grava, areniscas con cantos dispersos y areniscas. El tramo aun siendo bastante continuo, varía de espesor desde 1 a 20 m, observándose como cuerpos discontinuos de morfología canaliforme (Apraiz *et al.*, en prensa).

Los conglomerados muestran un predominio de cantos de areniscas finas grises y rojas, liditas, cuarcitas y rocas ígneas ácidas y básicas bastante alteradas. La matriz arenoso-lutítica es de tipo subarcósico (cuarzo-feldespática), con sericita-clorita y el cemento es silíceo-carbonatado.

Las areniscas de grano medio y fino son subarcosas y sublitarenitas, con mayor proporción de estas últimas. En algún caso hay capas de tipo filarenítico con abundantes cantos de pizarras verdes (Apraiz *et al.*, en prensa).

Cuando el tramo adquiere mayor espesor, estos materiales se estructuran en secuencias granodecrecientes, y en su conjunto, el tramo también constituye un ciclo de facies grano y estrato de creciente que finaliza en unas pizarras gris oscuras laminadas.

Sobre este tramo se tiene un paquete que intercala lentejones carbonatados, constituidos por *packstone* y *wackstone* crema a gris oscuro. Son escasas las capas de *grainstone*, a veces conglomeráticas en las que se incluyen cantos de tamaño grava de otras litologías (pizarras, rocas básicas, etc.). En los niveles biodetríticos groseros se encuentran grandes crinoides, lo que les confiere un aspecto similar a las calizas del Devónico Superior descritas al norte del anticlinorio. El espesor en este caso varía en 5 a 30 m (Apraiz *et al.*, en prensa).

Sobre estas calizas se tiene una potente sucesión con espesor mínimo de varios centenares de metros, constituida esencialmente por pizarras verdes en las que se

intercalan capas de areniscas (sublitarenitas y litarenitas) de grano medio a fino gradadas. Al noreste de la carretera de El Pedroso, pueden observarse secuencias de Bouma.

La edad de estos niveles carbonatados en el afloramiento situado al E de la Falla de Zufre (Hoja 1:200.000 de Sevilla-Puebla de Guzmán), fue primero atribuida al Devónico medio por Vázquez (1967) basándose en la presencia de *Cyathocrinus pentagonus*. Posteriormente Weyant *et al.* (1988) encuentran en estas calizas dentro de la Hoja de Almadén de la Plata conodontos (*Palmatolepis perlobata*, *P. Minuta*, *P. Gabra Gabra*, etc.), que les permiten concluir que su edad es Fameniense, y correlacionarlas con las "Calizas de crinoides" de igual contenido faunístico descritas en la serie del Sinclinal del Valle.

Por su parte, en el afloramiento situado al O de la Falla de Zufre, al S del Sinclinal de Terena, en estos niveles Van den Boogaard y Vázquez (1981) y posteriormente Apalategui *et al.* (1990), citan la presencia de conodontos y Giese *et al.* (1994) restos de crinoides, equinodermos, gasterópodos, briozoos y plantas del Carbonífero inferior (Tournaisiense superior o Viseense inferior). Por otra parte, en el afloramiento de esta hoja, Sanz *et al.* (1975) citan la presencia en las calizas de microfauna característica del Viseense, probablemente superior, así como crinoides de gran tamaño como *Poteriocrinites Crassus Mill*, datados como Dinantiense, posiblemente Viseense superior. Así pues, su edad puede estar comprendida, entre el Devónico superior y el Carbonífero inferior. Sería por tanto correlacionable con la Fm Terena superior descrita en la hoja 1:200.000 de Sevilla-Puebla de Guzmán.

#### **2.4.2. Complejo Vulcanosedimentario de La Campana-Erillas-El Paredón (Cuenca de Benjarafe) (94, 95, 96, 97)**

En el borde septentrional de la Hoja afloran rocas detríticas, volcánicas y subvolcánicas carboníferas, pertenecientes al denominado "Eje Magmático de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada", el cual se extiende, ligeramente oblicuo a las directrices Variscas por el norte de la provincia de Córdoba, entre las localidades de La Coronada y Córdoba a lo largo de unos 70 km, y con una anchura media de 5-6 km (Roldán *et al.*, en prensa a).



Comienza con materiales detríticos discordantes sobre la Fm Azuaga y continúa con una potente serie vulcanosedimentaria de carácter bimodal.

En la cartografía se han diferenciado: materiales detríticos (94, 95), materiales volcánicos y volcanoclásticos básicos e intermedios (Complejo de la Campana y pórfidos cuarzomonzodioríticos de Nava-Serrano) (96) y materiales volcánicos y volcanoclásticos ácidos (vulcanitas ácidas de Ceperuela) del Complejo Vulcanosedimentario de Erillas-Paredón (97). Los primeros han recibido en algunos trabajos la denominación de Cuenca de Benjarafe (Garrote y Broutin, 1979; Gabaldón *et al.*, 1983, 1985a, b; Quesada, 1983; Insúa *et al.*, 2007).

El vulcanismo de esta unidad ha sido encuadrado por Delgado-Quesada *et al.* (1985) en el Ciclo o Episodio 1, dentro de la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada, idea que se ha seguido por los trabajos posteriores (Martínez Poyatos, 1997), aunque Pascual y Pérez-Lorente (1987) opinan que las rocas volcánicas carboníferas de este complejo y de otras unidades correlacionables deben ser consideradas aparte de la Alineación, cuyos elementos característicos son cuerpos plutónicos y subvolcánicos.

#### 2.4.2.1. Conglomerados (94). Cuenca de Benjarafe

Constituyen un conglomerado basal, lentejonar que se apoya discordantemente sobre la Formación Azuaga, si bien en la vecina Hoja de Pozoblanco (69), se apoya también sobre el Grupo Malcocinado (Matas *et al.*, en prep.).

Es de carácter poligénico, constituido por cantos de naturaleza variada, (principalmente cuarcitas y pizarras) con un cierto predominio de los cuarcíticos, bien redondeados y de esfericidad bastante elevada, de hasta 5 cm de diámetro y embalados en una matriz detrítica fina (Roldán *et al.*, en prensa a).

Están inmersos en una matriz arenoso-lutítica y sin orientación visible. Estos bancos presentan una base erosiva. En la hoja de Pozoblanco (69) se intercalan también a techo de los tramos lutítico-areniscosos.

Su potencia es variable, oscilando entre 0 y 200 m en el sector comprendido en esta Hoja.

#### 2.4.2.2. Pizarras, areniscas y capas de carbón (95). Cuenca de Benjarafe

Las pizarras y areniscas son de color grisáceo y están constituidas por proporciones variables de una fracción arena, cuarcítica con escasa componente feldespática, y una fracción lutítica, sericítica, muy ligeramente recristalizada.

Muestra texturas de laminadas a masivas, no reconociéndose en general ordenación interna de los granos dentro de los niveles arenosos (laminación paralela o cruzada, granoclasificación, etc.) (Roldán *et al.*, en prensa a).

En este tramo, en la hoja 1:200.000 de Pozoblanco, se intercalan niveles de carbón, y niveles de vulcanitas básicas de escasa potencia y continuidad.

La potencia total de este tramo es muy variable, pudiendo, desde llegar a faltar en algunos puntos, hasta potencias superiores a los 100 m, lo que sugiere una sedimentación muy compartimentada (Roldán *et al.*, en prensa a).

El depósito de estas litologías se habría producido en un medio deltaico que evolucionó hacia un ambiente de tipo *lagoon* según Gabaldón *et al.* (1985a, 1985b).

En cuanto a la edad, hay que señalar que estos tramos han sido datados por Garrote y Broutin (1979), y Wagner *et al.* (1983) mediante flora, y por Quesada (1983) y Gabaldón *et al.* (1983, 1985a, 1985b), mediante asociaciones de bivalvos y braquiopodos, y palinomorfos como Tournaisiense superior-Viseense superior.

#### 2.4.2.3. Andesitas y pórfidos cuarzomonzodioríticos (96) Complejo Volcánico de La Campana. Alineación Magmática Villaviciosa-La Coronada

En la Hoja se han agrupado como Alineación Magmática Villaviciosa-La Coronada, el Complejo Volcánico de La Campana (andesitas de La Campana) y los pórfidos cuarzomonzodioríticos de Nava Serrano.

A todo este conjunto (incluyendo las dacitas de Ceperuela, 97) se le ha denominado Complejo Volcánico de La Campana por Garrote y Sánchez Carretero (1983) y Delgado Quesada *et al.* (1985).

Las **andesitas de La Campana**, representan junto con el resto de litologías que componen dicho complejo (dacitas, pórfidos cuarzo-monzodioríticos. granodioríticos y granodioritas) la primera actividad ígnea de la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada (Sánchez Carretero *et al.*, 1989b).

Se trata de coladas lávicas, constituidas por rocas de tonos verdosos a oscuros de textura porfídica, que a veces contienen intercalaciones vulcanoclásticas de origen explosivo, que se disponen sobre una serie pizarrosa de edad Carbonífero inferior (91) estructurada como un suave sinclinal que se extiende desde el río Guadiato, donde es interrumpido por la falla de Castro y Picón, hacia el NO (Roldán *et al.*, en prensa a), continuando por la hoja 1:200.000 de Pozoblanco.

Los **Pórfidos cuarzomonzodioríticos de Nava Serrano** afloran en estrecha relación espacial con las andesitas, de las que resulta difícil diferenciar, siendo los criterios para ello de carácter textural (algo más granudos, aunque de orden también milimétrico) y mineralógico; debido a lo cual no se han diferenciado a esta escala.

Estas rocas corresponden a manifestaciones volcánicas y/o subvolcánicas de tipo domo y sus contactos con las andesitas pueden ser a veces transicionales. En algunos casos sus contactos pueden ser intrusivos sobre las pizarras carboníferas. Son rocas porfídicas con fenocristales de plagiadas y máficos de 3-5 mm en una matriz microgranuda de coloración gris-rosácea a gris verdosa clara (Roldán *et al.*, en prensa a).

#### 2.4.2.4. Volcanitas ácidas de Ceperuela (97). Complejo Volcánico de La Campana. Eje Magmático Villaviciosa-La Coronada

Constituyen un pequeño afloramiento al oeste del cerro de La Campana (límite norte de la Hoja), que representa la terminación meridional de una colada de unos 4 km<sup>2</sup> que se extiende por la hoja de Villaviciosa de Córdoba (sector sur de la hoja 1:200.000 de Pozoblanco) en los alrededores del cortijo de Ceperuela (Roldán *et al.*, en prensa a).

Se trata de rocas microgranudas con textura porfídica en las que se reconocen fenocristales de cuarzo, plagioclasa y máficos (biotita y anfíbol) en una matriz afanítica de coloración gris verdosa (Apalategui *et al.*, 1985b).

Al microscopio se diferencian de las andesitas por la presencia de fenocristales idiomorfos de cuarzo con bordes corroídos, que localmente desarrollan golfos de corrosión, por la ausencia de piroxeno y por la abundancia de biotita (Apalategui *et al.*, 1985b).

La plagioclasa (oligoclasa) se presenta como fenocristales idiomorfos milimétricos, y como pequeños cristales formando parte de la matriz microcristalina, junto con cuarzo, feldespato-K, máficos y óxidos de hierro. Los máficos corresponden a

biotita y anfíbol (hornblenda), casi siempre alterados a clorita, junto con epidota y esfena como subproductos de alteración (Roldán *et al.*, en prensa a).

Los procesos de alteración son frecuentes formándose epidota sobre la plagioclasa, tanto en la matriz como en venillas; clorita sobre máficos y removilizada en fracturas; cuarzo en fracturas y feldespato potásico removilizado en venillas (Apalategui *et al.*, 1985b).

### **2.4.3. Culm del Guadiato y Carbonífero de Villanueva del Río**

#### **2.4.3.1. Brechas heterolíticas basales (100). Fm Culm del Guadiato**

Ocupan la parte basal de la secuencia carbonífera y se sitúan discordantes sobre el Cámbrico.

El espesor de estos sedimentos es muy variable, pudiendo oscilar entre varios metros y más de doscientos.

Estos materiales se caracterizan, especialmente en la parte al norte de Córdoba, por presentarse de forma semimasiva, de manera que no se reconocen apenas superficies de estratificación. A veces se observan cicatrices erosivas de morfologías plana, cóncava e irregular que permiten deducir la estratificación. En el área de Villafranca las brechas alternan con estratos más o menos deformados y generalmente distorsionados y rotos de sedimentos de tamaño de grano considerablemente fino (Roldán *et al.*, en prensa b).

Estas brechas están constituidas por clastos angulosos a subangulosos, autoportados, de tamaño centimétrico a decimétrico, de naturaleza poligénica. Se consideran brechas sedimentarias generadas por procesos de *debris flow* (Roldán *et al.*, en prensa b).

La constitución de los cantos varía en función de su localización geográfica; así, pueden estar constituidos casi en su totalidad por cantos de calizas con arqueociatos y pizarras cuando los relieves próximos son del Cámbrico inferior y por cuarcitas y pizarras cuando los relieves próximos son del Cámbrico medio (Fm Los Villares). En la esquina NE (área de Villafranca de Córdoba), se encuentran mezclados estratos de brechas de tamaño mucho más variable, junto con otros de areniscas y lutitas. Predominan los cantos de cuarcitas y pizarras (probablemente procedentes de la Fm

Azuaga), encontrándose en menor proporción brechas calcáreas con fauna carbonífera, probablemente procedentes de la destrucción de materiales carbonatados carboníferos.

Para Roldán *et al.* (en prensa b), estos sedimentos están originados por flujos en masa, en relación con procesos gravitatorios de tipo *debris flow*, *slumping*, *sliding* y desplome de rocas.

#### 2.4.3.2. Pizarras y areniscas (98) con intercalaciones de rocas volcánicas intermedias a básicas (99) y calizas (101). Culm del Guadiato y Carbonífero de Villanueva del Río.

La Cuenca carbonífera del Guadiato constituye una franja de 2 a 7 Km. de anchura y unos 125 Km. de longitud, que se extiende en dirección ONO-ESE, atravesando la hoja 1:200.000 de Pozoblanco hasta el valle del Guadalquivir, entrando en esta hoja por su esquina NE.

En la hoja de Pozoblanco (69), en la base de la sucesión aparece un tramo discontinuo de conglomerados, con textura clastosoportada. Presentan cantos heterométricos, principalmente silíceos, redondeados a subredondeados, y matriz arenosa. Localmente hay lentejones arenosos intercalados.

El espesor máximo de este tramo basal es de 80 m, y Apalategui *et al.* (1985c) citan la presencia en él de restos de braquiópodos (*Orhotetidina* indet., *Antiquatonia* sp. y *Spiriferinidae* indet.), bivalvos, corales y briozoos (*Fenestellidae* indet.) (hoja de Pozoblanco).

El resto de la sucesión, tanto en la hoja de Pozoblanco como en esta, está constituida por lutitas y areniscas (98), a veces alternando en capas centimétricas, o, más frecuentemente, con predominio de las lutitas, en las que se intercalan capas centimétricas a decimétricas de areniscas. Las lutitas son de color gris-oscuro, bandeadas, y las areniscas suelen ser litarenitas, de color gris, gris-oscuro o marrón. (hoja de Pozoblanco). Se disponen concordantes sobre las brechas (100) o bien discordantes sobre las rocas más antiguas (Roldán *et al.*, en prensa b).

En esta secuencia se localizan puntualmente bancos interestratificados de brechas de orden métrico constituidos por clastos angulosos y subangulosos de materiales paleozoicos fundamentalmente; así mismo, existen clastos y fragmentos de estratos de areniscas y pizarras de la propia unidad sedimentaria (Roldán *et al.*, en prensa b).

En la mitad inferior aparecen algunas intercalaciones de orden métrico de calizas gris-oscuras de grano fino, con laminaciones, y coladas de rocas volcánicas básicas espilitizadas de espesor métrico a decamétrico (99) (hoja de Pozoblanco). Se presentan como coladas interestratificadas con los sedimentos lutíticos-areníticos o bien como cuerpos subvolcánicos intruyendo a los sedimentos. La mayor parte de estas rocas son de composición andesítica a dacítica y, más raramente, como diques o sill basálticos o diabásicos (Roldán *et al.*, en prensa b). Son rocas microporfídicas con fenocristales milimétricos ( $\leq 3-4$  mm) de feldespatos y biotitas en una matriz afanítica o microcristalina de tonos grises a rosados.

Bordeando el borde N de la cuenca carbonífera se presentan intercalaciones de areniscas calcáreas y calizas, a veces bioclásticas, así como un conjunto de olistolitos calcáreos alineados, que a esta escala han sido representados como niveles más continuos (101). Se presentan incluidos en la secuencia de pizarras y areniscas y se sitúan preferentemente hacia la parte media y baja de la serie. Su tamaño es variable y oscila entre pocos metros y dimensiones hectométricas de longitud y decamétricas de anchura. Su morfología es elongada y los límites respecto a los sedimentos de la cuenca son muy netos (Roldán *et al.*, en prensa b). En la carretera de Villafranca-Adamuz, se observa que la sucesión tiene techo local hacia el N, y que el tramo carbonatado más bajo tiene una brecha calcárea en la base e intercala brechas calcáreas y calizas bioclásticas con crinoides. Por encima de él, se sitúa un tramo de conglomerados carbonatados con cantos de calizas, cuarcitas y conglomerados cuarcíticos. Intercalado más hacia techo, se sitúa un tramo olistostrómico que contiene grandes bloques de caliza embutidos en una ritmita. La energía de estos niveles de calizas brechoides parece aumentar hacia techo.

La litología más común de los olistolitos está representada por brechas calcáreas muy cementadas. Los fragmentos o clastos que integran las brechas en su mayor parte pertenecen a calizas carboníferas que se reconocen en otros lugares próximos (hoja de Adamuz). También coexisten conglomerados cuyos cantos son de naturaleza variada, tanto de elementos pertenecientes a secuencias carboníferas como más antiguas. Roldán *et al.* (en prensa b) sugieren que estos olistolitos proceden de plataformas carbonatadas carboníferas que se estaban desmantelando más al norte.

La potencia total de la sucesión en la Hoja de Pozoblanco suele oscilar entre 600 y 700 m, disminuyendo hacia el Sur a unos 200 m al Sur de Córdoba (Roldán *et al.*, en prensa b).

El medio sedimentario en el que se han producido estos depósitos es, según Gabaldón *et al.*. (1983, 1985a), una plataforma somera abierta dominada por tormentas. Mientras que para otros autores (Almarza *et al.*, 1973; Pérez-Lorente, 1979) la facies detrítica se interpreta como turbiditas. Cózar y Rodríguez (1999b) opinan que pueden coexistir sedimentos de ambos ambientes, aunque predominen los segundos. Para estos autores la sedimentación de la Unidad comienza con conglomerados depositados bajo lámina de agua, en un prodelta seguida de facies inter o submareales, finalmente llega a plataforma externa o talud, en un progresivo proceso de profundización.

En cuanto a su edad, en los niveles inferiores carbonatados, se encuentra abundante fauna de bivalvos, braquiópodos, briozoos, corales, trilobites, etc.; siendo también común la presencia de foraminíferos y conodontos (Roldán *et al.*, en prensa b). Se han identificado asociaciones de foraminíferos y algas que permitieron asignarles una edad Viseense Medio-Superior (Pérez-Lorente, 1979; Apalategui *et al.*, 1985e). Sin embargo, en esta misma Hoja, Cabanás (1963) y Liñán (1978) encuentran fauna característica del Viseense superior (*goniatites sp.*, *productus punctatus*, *productus fimbriatus*, *productus giganteus*, *productus semireticulatus*, *productus aculeatus*, *spirifer sp.*, *gigantoproductus*, *dyctioclóstidos*, *epidomatoceras*, etc.), edad que es confirmada en estudios posteriores por Cózar y Rodríguez (1999b), mediante foraminíferos (hoja de Pozoblanco).

Se ha incluido en este epígrafe también un pequeño afloramiento, desligado del anterior, situado al Sur del Macizo Granítico de El Pedroso, y recubierto en gran parte por los sedimentos terciarios del Valle del Guadalquivir. Se trata de la **Cuenca Carbonífera de Villanueva del Río y Minas**.

Ha sido estudiada por diversos autores entre los que cabe destacar a Mallada (1898), Gavala (1927) y Apraiz *et al.*, en prensa b).

Se apoya discordantemente sobre materiales cámbricos (Alternancias de Cumbres), y está constituida por una sucesión de conglomerados, areniscas, lutitas y capas de carbón (que fueron explotadas a cielo abierto) atribuidas al Pensilvaniense (Westfaliense) (Apraiz *et al.*, en prensa b)

La sucesión observable se divide en tres tramos (Fig. 2.4.1) (Gavala, 1927; Apraiz *et al.*, en prensa b).

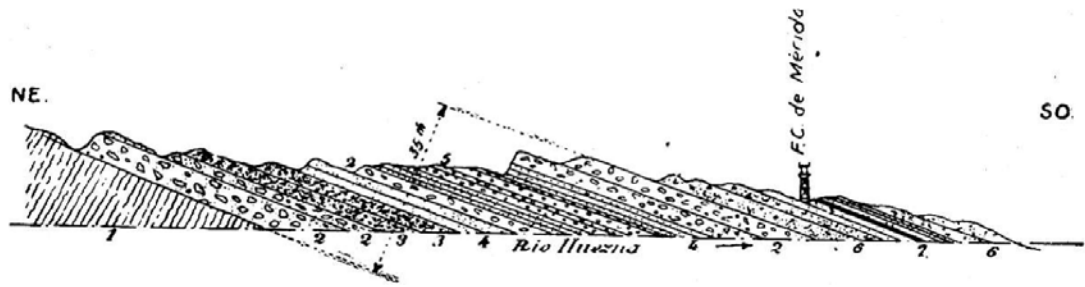


Fig. 2.4.1.- Corte de la Cuenca carbonífera de Villanueva del Río y Minas en la margen izquierda del Huéznar, según Gavala (1927).

Comienza por un tramo basal, que se apoya mediante una discordancia angular y erosiva sobre el Cámbrico inferior, constituido por un nivel métrico de brechas, heterométricas y cuyo espectro composicional está derivado directamente del substrato próximo (grauvacas, cuarcitas, rocas (ígneas, cuarzo y liditas). Evolucionan hacia techo a conglomerados en coladas soldadas con cicatrices erosivas y progresivamente más homométricos en los que la moda se establece en 6-8 cm y el centil en 15-20 cm. Los paquetes finales del tramo son conglomerados de trama cerrada y areniscas con estratificación cruzada en surco de gran escala y planar de ángulo variable con geometría de relleno de canales. El espesor medio es de 25 a 30 m.

Sobre estos conglomerados se tiene el tramo productivo con un espesor de 60 a 70 m, constituido por cuatro secuencias decamétricas, granodecrecientes, en las que el término inferior son areniscas con grava a areniscas de grano fino con estratificación cruzada en surco, planar, de ángulo variable, laminación de ripples de corriente y trepadores, etc. La base de estos cuerpos es de moderada a fuertemente erosiva y son abundantes los troncos carbonizados que contienen. Sobre estos cuerpos de relleno de canal se tiene una alternancia de areniscas y lutitas grises con abundantes restos de flora. Sobre esta alternancia se tiene un paquete con espesor decimétrico a métrico de lutitas grises intensamente bioturbadas sobre las que se apoya la capa de carbón. Sobre el carbón se depositan pizarras gris oscuras muy ricas en restos vegetales (Apraiz *et al.*, en prensa b). Se ha citado la presencia de *tonsteins* en la segunda y tercera secuencia.

Sobre el tramo productivo y en contacto erosivo con incisiones muy fuertes, se tiene un potente paquete con predominio casi exclusivo de conglomerados y espesor superior a los 250 m.



Las características estratigráficas permiten encuadrar estos depósitos en un sistema de abanicos aluviales, en el que la morfología de las cuñas de conglomerados parece indicar un sentido de programación de NO a SE y O a E.

En cuanto a su edad, Mallada (1898) basándose en una asociación de plantas fósiles (*Calamites Sudkowi*, *Calamites cistii*, *Neuropteris cordata*, *Neuropteris heterophylla*, *Neuropteris Scheuchzeri*, *Pecopteris leptorachis*, *Pecopteris Meriani*, *Pecopteris arborescens*, *Pecopteris hemiteloides*, *Alethopteris lonchiticha*, *Alethopteris aquilina*, *Sphenophyllum saxifragefolium*, *Sigilaria cortei*, *Sigilaria Davreuxi*, *Sigilaria Brardii*, *Sigilaria orbicularis*, *Sigilaria elongata*, *Sigilaria mammilaris*, *Cordaites*) atribuyen estos materiales al Westfaliense y Estefaniense. Gavala (1927) basándose en esta misma asociación atribuye estos materiales al Estefaniense, al igual que Jongmans (1951). Posteriormente diversos autores han atribuido los materiales de esta cuenca al Westfaliense, bien Westfaliense B inferior (Simon, 1953; García-Loygorri y Ortuño, 1969; Ortuño, 1970; ENADIMSA, 1975), o bien al Westfaliense A superior (Wagner *et al.*, 1983).

#### **2.4.4. Areniscas y conglomerados (102). Cuenca de San Nicolás del Puerto**

En discordancia sobre los materiales paleozoicos de las series detrítico carbonatada y detrítica superior del Cámbrico inferior, aflorantes al noroeste de la Hoja, se encuentran retazos, a menudo aislados, de los depósitos siliciclásticos pertenecientes a la cuenca carbonífera-pérmica de Alanís-San Nicolás del Puerto.

A grandes rasgos está constituida por un paquete basal de brechas y conglomerados. Las brechas tienen una constitución estrictamente relacionada con el substrato, son pues, brechas calcáreas, angulosas de trama abierta y abundante matriz lutítico-arenosa. Evolucionan rápidamente a conglomerados con estratificación cruzada en surco, espectro polimíctico (cantos de cuarzo, cuarzo, lidita, esquistos, areniscas, etc.) homométricos y subredondeados. Normalmente tienen poca matriz y hacia techo evolucionan a areniscas con grava y areniscas finas con laminación cruzada y abundantes restos vegetales (Matas *et al.*, en prensa).

Estos tramos deben ser equivalentes a los descritos por Broutin (1981, 1982) y Broutin (1983) en las Cuencas de Urbana y Charco de la Sal, como tramos basales.

Sobre este tramo basal, en la vecina Hoja 1:200.000 de Pozoblanco, se sitúa una secuencia lutítico-arenosa que da paso a capas de carbón y a lutitas intensamente

bioturbadas. En alguna de estas cuencas (Alanís), existen intercalados algunos niveles volcánicos de composición basáltica con estructuras almohadilladas (Matas *et al.*, en prep).

Apalategui *et al.* (1985) describen en la Hoja de Guadalcanal intercalaciones de carbonatos en el tramo siliciclástico fino que se superpone al tramo basal descrito.

Broutin (1974, 1977, 1981 y 1982) realiza estudios de macro y microflora muy detallados en estas cuencas. La flora clasificada permite atribuirles una edad Autuniense superior, si bien, datos de sondeos mineros indican que los niveles basales no aflorantes llegan al Estefaniense (Apalategui *et al.*, 1985).

## 2.5. MESOZOICO-CENOZOICO

### 2.5.1. Introducción

En la Hoja de Córdoba, la Cuenca del Guadalquivir constituye su registro alpino. Ésta, se formó como una cuenca periférica al norte del Orógeno Bético durante el Neógeno. Constituye, por tanto, una cuenca de antepaís (*foreland basin*, Dickinson, 1974), situada entre el frente de la Cadena Bética (su borde activo) y la Meseta Ibérica (su borde pasivo).

La evolución de esta cuenca se desarrolló de forma simultánea a la de la Cadena y aconteció entre el Mioceno medio y el Plioceno. Su origen fue consecuencia de la flexura del Paleomargen Suribérico, constituido por una corteza continental adelgazada con una historia térmica previa. Esta flexura ocasionó, durante esta época, un engrosamiento de la corteza por apilamiento de unidades mesozoicas y paleógenas, al producirse una convergencia oblicua entre África y Europa.

El borde sur de la cuenca constituido por una gran cuña tectónica (Manto Bético de Roldán y Rodríguez-Fernández, 1991), se fue desplazando hacia el norte y hacia el oeste, del mismo modo que lo hizo la línea de costas sobre los dos bordes. Este proceso condicionó el relleno sedimentario de la cuenca, que ha sido ordenado en seis secuencias deposicionales que han sido separadas por sus límites estratigráficos (Mitchum *et al.*, 1977), y aparecen yuxtapuestas horizontal y verticalmente.

De las seis secuencias, las tres más antiguas forman parte del borde meridional que es activo, aparecen en afloramientos generalmente muy deformados y desarticulados. Las otras tres secuencias se sitúan fundamentalmente entre el frente del borde activo y sobre él (desde el sur de Écija al oeste) y sobre la Meseta Ibérica. Estas

secuencias tienen la particularidad de ser más modernas hacia el oeste y noroeste de modo que cuando se desplazaba el borde activo hacia el oeste y al norte, la línea de costa lo hacía en el mismo sentido y además se retiraba hacia la posición que en la actualidad ocupa el Golfo de Cádiz.

La migración hacia el oeste del borde activo fue progresiva en el tiempo, como así lo demuestran las unidades cronoestratigráficas (más modernas hacia posiciones occidentales). Este proceso contribuyó en que, para un mismo período de tiempo, el emplazamiento del borde activo fuese heterocrónico. Dicho emplazamiento, verificado en el intervalo de tiempo, Serravallense superior a Mioceno superior, indujo a que la línea de costas avanzara paulatinamente hacia la Meseta, originando una geometría de la cuenca de morfología cuneiforme. Los límites de las secuencias sobre los bordes de la cuenca son de tipo *onlap expansivo* (Roldán, 1995), el modelo estratigráfico resultante es de tipo *steers-head* (cabeza de buey, según Watts, Karner y Steckler, 1982).

En el Messiniense, se produjo una caída eustática, que se refleja en la Calcarenita de Carmona, donde Berggren y Haq (1975) estiman un descenso del nivel del mar en 40 metros. Este cambio eustático originó un gran surco erosivo que está representado en esta hoja, al sur de la localidad de Almodóvar del Río y Carmona, que es rellenado por sedimentos de dos unidades: Messiniense-Plioceno inferior y Plioceno medio-superior. Durante este intervalo de tiempo la cuenca, al menos en su parte oriental, fue más restrictiva que en períodos anteriores, es decir los sedimentos descansan sobre unidades neógenas de la propia cuenca y no sobre los bordes; esta situación sugiere que el borde activo de cuenca, cesó en su movimiento de emplazamiento, al menos en la parte emergida de la Cuenca del Guadalquivir.

La continentalización de la citada cubeta, antiguo estrecho-golfo marino entre la cordillera Bética y el Macizo Ibérico ha dado lugar al desarrollo progresivo de una red fluvial que ha evolucionado de este a oeste, cuyo resultado actual es un importante sistema de terrazas escalonadas y solapadas que ocupan de forma más o menos discontinua en su mitad oriental, distintos segmentos del valle.

El registro propiamente alpino de esta Hoja geológica, responde a dos dominios geológicos diferentes. Zonas Externas de la Cordillera Bética y Cuenca del Guadalquivir. A ellos se suma el relativo a la etapa de continentalización de los mismos.

Los materiales asociados al borde sur de la Cuenca del Guadalquivir que pertenecen a las Zonas externas se describen en un único epígrafe, más o menos general, en el cual se reseñan sus características litológicas y relaciones, bloques aislados (107 a,

107 b y 107 c) o bien constituyendo materiales diversos correspondientes a series fragmentarias de la Cordillera Bética (103, 104, 105 y 106).

En cuanto a los sedimentos que en sentido estricto, rellenan la Cuenca del Guadalquivir se describirán por unidades cronoestratigráficas, en secuencias deposicionales con sus correspondientes unidades litoestratigráficas. Se han diferenciado seis que son:

Unidad Langhiense-Serravalliense inferior (107)

Unidad Serravalliense superior-Tortonense inferior (108 y 109)

Unidad Tortonense superior (110)

Unidad Messiniense (111, 112, 113, 114, 115 y 116)

Unidad Messiniense-Plioceno inferior (117 y 118)

Unidad Plioceno medio-superior (119 y 120)

### **2.5.2. Bloques y materiales procedentes de las zonas externas**

Las diferentes interpretaciones dadas por diversos autores que han estudiado los sedimentos triásicos en sector de la Cuenca del Guadalquivir, donde se hallan además elementos pertenecientes a las Zonas Externas de la Cordillera Bética, hacen que estos materiales tengan una atribución compleja tanto en su adscripción paleogeográfica como de edad y situación respecto al Paleomargen Suribérico.

Así pues, Calderón y Arana (1890), observaron que en las inmediaciones de Morón de La Frontera (sur de la hojas de El Rubio y Fuentes de Andalucía), existía un *nummulítico* compuesto por calizas, margas, yesos y arcillas abigarradas.

Staub (1927) y Blumenthal (1931), consideraron que el Trías aflorante en la Depresión del Guadalquivir era alóctono.

Fallot (1945, 1948), indicó el carácter desordenado de los afloramientos subbéticos y que los contactos generalmente eran mecánicos o presentaban frecuentes fenómenos de *rabbitage basal* (laminación y/o seccionamiento de niveles basales). Además insistió en las frecuentes relaciones tectónicas entre materiales jurásicos y cretácicos con el Trías.

Drooger (1956), a raíz de los estudios micropaleontológicos sobre foraminíferos, observó la gran cantidad de mezcla de faunas existente en algunos materiales, lo que atribuyó a deslizamientos de sedimentos hacia zonas de mayor profundidad.

En 1964 Perconig señaló en la Depresión del Guadalquivir importantes fenómenos tectónicos, entre los cuales resaltó los deslizamientos de masas por gravedad en ambiente submarino. Estos deslizamientos de materiales los denominó "*nappes de glissement*", según la terminología de los autores franceses, u "*olistostromas*" según los autores italianos y anglosajones.

Perconig describió dos conjuntos olistostrómicos:

- Un primer conjunto constituido por materiales esencialmente triásicos, que englobaba elementos jurásicos, cretácicos y paleógenos. El emplazamiento, al menos su fase final, de dicho olistostroma lo situó entre el Oligoceno-Mioceno inferior.

- Un segundo conjunto constituido por margas verdes y rojizas, con escasa microfauna, que caracterizaba el Oligoceno y el Eoceno superior. El emplazamiento de éste habría tenido lugar en el Mioceno medio-superior, basándose en los sondeos efectuados para la investigación de hidrocarburos.

A los dos conjuntos olistostrómicos Perconig los denominó "*Manto de Carmona*", ya que afloran en las inmediaciones de dicha localidad, donde son sellados por materiales del Mioceno superior.

Viguié (1974), en Carmona, y Bourgois (1978), en la transversal de Ronda, pusieron de manifiesto que la Depresión del Guadalquivir, presenta un conjunto de materiales que se superponen en forma de láminas tectónicas de orden kilométrico y origen variado. Sugieren que corresponden a diferentes dominios y unidades de las Cordilleras Béticas.

Roldán (1988 y 1995) hizo un estudio exhaustivo de una parte del Olistostroma del Guadalquivir (Manto de Carmona) en el sector comprendido entre Castro del Río (Córdoba) y Porcuna (Jaén). Por vez primera se interpretó que era un manto tectónico-gravitacional, que albergaba dos unidades litoestratigráficas diferentes: La Unidad Olistostrómica y la Unidad de Castro del Río. La primera constituida por una secuencia deposicional con un origen ligado a mecanismos de deslizamiento gravitacional. La secuencia la componen sedimentos de diverso origen y naturaleza (*debris flow*, *mass flow*, olistostromas, etc.), de edad Langhiense superior-Serravalliense medio. Esta Unidad Olistostrómica, junto con otros elementos tectónicos procedentes de las Zonas

Externas de las Cordilleras Béticas, se desplazaron hacia el norte constituyendo un sustrato móvil en la parte meridional de la cuenca.

Pérez-López (1991) diferencia en el sector central de la Zona Subbética la Formación Majanillos, formada por dolomías, calizas grises y margocalizas de facies Muschelkalk. También describe el Grupo Keuper formado por arcillas de colores abigarrados, dentro de las cuales se intercalan areniscas, yesos, lutitas y carbonatos; este grupo comprende cuatro formaciones. Formación detrítico-evaporítica de Barrancos (K<sub>1</sub>); Formación areniscas de Cambil (K<sub>2</sub>); Formación detrítico-carbonatada con yesos de Cabra de Santo Cristo (K<sub>3</sub>); Formación yesos y dolomías de cerro Molina (K<sub>4</sub>). Las potencias de estas formaciones en ningún caso sobrepasan los 100-200 m de potencia. Por otra parte, este autor, describe la Formación Zamoranos, perteneciente al Keuper (Noriense), constituida por bloques de carbonatos de orden decamétrico.

Flinch *et al.* (1996), interpretan el olistostroma del Guadalquivir, de los autores citados antes, como unidades sedimentarias desenraizadas y mezcladas caóticamente de edades diversas (triásicas, jurásicas, cretácicas y neógenas), superpuestas a una cobertera menos deformada que cubre las mesetas Ibérica y Marroquí. Este complejo comporta rocas triásicas de litologías variadas (arcillas, yeso, sales, margocalizas y diabasas).

Fernández *et al.* (1998) analizan una parte del borde meridional de la Cuenca del Guadalquivir y sugieren que los denominados olistostromas, corresponden a diapiros laterales apretados de evaporitas triásicas, con cuñas imbricadas de materiales neógenos.

Maestro *et al.* (2003) manifiestan la complejidad existente entre evaporitas y pizarras triásicas con un marcado carácter tectónico en el Golfo de Cádiz, como resultado de una combinación de esta deformación y la convergencia con el margen continental pasivo.

Los materiales de componente mayoritariamente triásica que afloran extensamente en la esquina sur y sureste de la Hoja de Córdoba (hojas de Puente-Genil y Montilla), muestran una fábrica generalizada de brechas de carácter sedimentario, dentro de las cuales se incorporan bloques de tamaño, a veces, hectométrico de elementos del propio Triás y de otras unidades mesozoicas y terciarias pertenecientes a las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Dada la escala cartográfica del mapa, sólo se tratarán las facies observadas en distintos bloques correspondientes al Triásico, Jurásico y Cretácico-Terciario inferior.

### 2.5.2.1. Bloques y materiales de edad triásica. Triásico (107 a)

A pesar de constituir un tramo muy heterolítico en la cartografía solamente se ha diferenciado una unidad que ya fue definida por Roldán (1988 y 1995) como Unidad olistostrómica como una unidad cronoestratigráfica perteneciente al inicio del relleno de la Cuenca del Guadalquivir. Aquí tan solo se describirán las características litológicas de los bloques de edad Triásica que se han diferenciado en cartografía y se han interpretado como grandes olistolitos. Dado el tamaño de la escala cartográfica de la Hoja las dos facies que se describen a continuación no están separadas entre sí.

**Calizas y dolomías**, aparecen en afloramientos aislados en áreas próximas a la localidad de Puente-Genil, especialmente cerca de los ríos Genil y Ánzur. Son bloques de tamaño variable englobados con materiales arcillosos y yesíferos. La tipología y facies es diferente según de los bloques analizados, pueden ser calizas grises oscuras, claras y negras, otras veces carniolas o bien, calizas de naturaleza brechoide.

Los afloramientos que comportan estos bloques casi nunca sobrepasan los 50-60 metros de espesor. La parte interna de cada bloque conserva parcialmente bien la estratificación, mientras que la zona periférica del mismo es de carácter brechoide.

**Arcillas abigarradas, limolitas, areniscas y yesos, localmente ofitas**, son las facies comúnmente extendidas por toda la Hoja y están formadas fundamentalmente por limolitas y lutitas rojizas con niveles centimétricos de areniscas de grano fino, con tramos intercalados de margas verdosas con capas de yeso y cuerpos discontinuos de dolomías amarillentas.

Así pues, algunos bloques que afloran en la margen derecha del río Genil próximo a la localidad de Puente-Genil, se observa una alternancia de limolitas y areniscas en capas centimétricas, margas verdes, dolomías, areniscas en niveles finos, limolitas rojas y verdes y yesos masivos. La sucesión que muestra este bloque no excede de 30 metros de espesor.

Las estructuras sedimentarias visibles más frecuentes son ripples en los niveles arenosos, laminaciones paralelas, cantos blandos, bioturbación y costras carbonatadas en los niveles dolomíticos.

Localmente pueden englobar ofitas, en afloramientos de dimensiones no cartografiables a esta escala, que presentan en corte tonalidades verde-azuladas, con

venillas de tonos blanquecinos, (probables rellenos de calcita procedente de la alteración de las plagioclasas) y óxidos de hierro (procedentes de ferromagnesianos y sulfuros diseminados).

#### 2.5.2.2. Bloques y materiales de edad jurásica (107b)

Afloran varios bloques al este de Montilla y al sureste de Puente-Genil, en el sector denominado las canteras. De igual forma que para los bloques de edad Triásica, la escala cartográfica no permite diferenciarlos entre ellos.

**Calizas oolíticas del Dogger** , aparecen al sureste de Puente-Genil, en la carretera que va al embalse de Cordobilla. Son calizas oolíticas de aspecto masivo sin apenas estratificación apreciable. En el afloramiento de las canteras se aprecian estructuras coralinas con tecas cilíndricas, que alcanzan los 2 m de longitud y 50 cm de altura. El espesor de la sucesión aquí observada no supera los 60 metros.

**Calizas nodulosas y calizas brechoides** en “**facies ammonítico rosso**” se localizan en dos afloramientos de extensión muy reducida al este de Montilla. Al sureste de Puente-Genil si hay un bloque que alcanza los 20-30 m de espesor. Están formadas por calizas nodulosas rojas ligeramente margosas, ricas en ammonites, fragmentos de crinoides y pequeños gasterópodos. Hay calizas brechoides muy compactas de color rojo intenso y calizas micríticas de colores beiges, cremas y blancas.

#### 2.5.2.3. Bloques y materiales de edad cretácico-terciario (107c)

Existen diversos bloques de esta edad (107 c) esparcidos por las hojas de Montilla, Puente-Genil y El Rubio. Sin embargo, como en el sector de la sierra de Montilla aflora parcialmente una sucesión que va desde el Cretácico inferior al Mioceno inferior, ésta se ha diferenciado en la sucesión cronoestratigráfica de la Leyenda.

##### 2.5.2.3.1.- *Margas blancas y calizas margosas. Cretácico inferior (103)*



Afloran en las partes bajas de la sierra de Montilla, donde el desarrollo de las labores agrícolas de olivos y viñedos, impiden la buena observación de estos materiales.

En general se trata de una sucesión de margas de colores cremas y blancos, dentro de los cuales se intercalan niveles de orden centi a decimétrico, de calizas y calizas margosas blanquecinas en superficie y de color gris en corte fresco, que presentan gran cantidad de ammonites. Estos últimos materiales se conservan como bloques aislados inmersos en los materiales de naturaleza triásica (olistolitos), donde se caracterizan por la presencia de ammonites.

#### *2.5.2.3.2.- Calizas margosas rosadas, blancas y verdes. Calizas grises con sílex. Cretácico superior-Eoceno (104 y 105)*

Sus afloramientos, de mala calidad, se extienden por la vertiente occidental de la sierra de Montilla, cerca de la pedanía de los Llanos del Espinar. Sólo tienen buenos afloramientos las calizas con sílex que jalonan una banda de varios kilómetros de longitud.

Litológicamente son calizas margosas y margas blancas y asalmonadas, dispuestas en estratos alternantes muy deformados, con evidencias claras de un fuerte clivaje. En ciertos sectores del entorno de los Llanos del Espinar, junto con las calizas margosas aparecen margas verdes y blancas de edad Eoceno, sin que se puedan observar las relaciones entre ellas.

Hacia la base de la serie suelen aparecer niveles de calizas grises con sílex (105), dispuestas en bancos de 30-50 cm de espesor, dentro de los cuales se intercalan pasadas margosas de espesor milimétrico. La potencia total observada para este paquete es de unos 80 metros.

#### *2.5.2.3.3.- Margas y margocalizas blancas. Areniscas y calcarenitas. Oligoceno-Aquitaniense inferior (106)*

Afloran en dos sectores. Uno en la sierra de Montilla y el otro en el borde suroriental de la hoja. En ambos casos son afloramientos pequeños y parece que están discordantes sobre los materiales del Cretácico-Eoceno.

La litología predominante la constituyen margas y margocalizas blancas con una proporción variable de terrígenos. Entre éstas se suelen intercalar esporádicamente areniscas calcáreas y calcarenitas blancas con fragmentos de fósiles indiferenciados y bioclastos de foraminíferos. El espesor de los estratos suele ser de orden centimétrico a decimétrico.

### **2.5.3. El relleno sedimentario de la cuenca del Guadalquivir**

El relleno sedimentario de carácter marino y naturaleza básicamente clástica en la cuenca de antepaís de Guadalquivir, se ha datado en el ámbito de la Hoja dentro del periodo comprendido entre el Langhiense y el Plioceno.

En esta Cuenca se observa que el límite septentrional lo constituye la Meseta Ibérica, que a su vez sirve de basamento a todos los sedimentos que intervienen en su relleno. Este límite marca el contacto con el borde pasivo que representa el "país" o Macizo Ibérico.

Sin embargo, uno de los aspectos que más incertidumbre crea en el estudio de esta Cuenca, es la definición precisa de su límite meridional, que representa el borde activo de la misma.

El relleno de la Cuenca del Guadalquivir puede ordenarse en seis unidades, como se indicó anteriormente y que están comprendidas entre el Langhiense y el Plioceno (Figura 2.5.1). Cada una de estas unidades corresponde a una secuencia deposicional en el sentido de Mitchum, Vail y Thomson (1977).

EDAD		UNIDADES CRONOESTRATIGRÁFICAS	IGME (1973-1985) distintos autores	Riaza y Martínez del Olmo (1996)	Sierro et al. (1996)	Berastegui (2006)	Roldán (1995-2004)			
MA										
CUATERNARIO		Q					Q Cuaternario			
CENOZOICO	PLIOCENO	U.P	FORMACIONES AUTOCTONAS	GRUPO ODIEL	SECUENCIA E		U.P U. Plioceno			
		ZANCLIENSE					GRUPO MARISMAS	SECUENCIA D	U. M-P U. Mess-Plioceno	
	MIOCENO	U.M-P		GRUPO ANDALUCIA	SECUENCIA C	SECUENCIA 6	U. M U. Messiniense			
		MESSINIENSE					GRUPO BÉTICA	SECUENCIA B	SECUENCIA 5	U. T U. Tortoniense
	TORTONIENSE	U.T		FORMACIONES ALOCTONAS	GRUPO ATLÁNTIDA	SECUENCIA A	SECUENCIA 4	U. S-T U. Castro del Río		
	SERRAVALLIENSE	U.S-T						SECUENCIA 3	U. L-S U. Olistostrómica	
	LANGHIENSE	U.L-S						OLISTOSTROMA + FORMACIONES ALOCTONAS	SECUENCIA 2	
									SECUENCIA 1	

Figura 2.5.1. Cuadro de correlación del relleno sedimentario de la Cuenca del Guadalquivir según diversos autores (Roldán, 2008).

### 2.5.3.1. Unidad Olistostrómica

2.5.3.1.1.- *Olistostromas y debritas con olistolitos triásicos (a), jurásicos (b) y cretácicos y terciarios (c). Unidad Olistostrómica. Langhiense superior- Serravalliense inferior-medio (107)*

Está representada por una sucesión de carácter clástico donde los procesos gravitacionales son los máximos condicionantes de su génesis. Constituye en su mayor parte el frente móvil del borde activo sobre el que se asientan el resto de unidades que configuran el relleno del borde sur de la Cuenca del Guadalquivir. Dicha unidad fue definida por Roldán (1988) como Unidad Olistostrómica. Los depósitos que constituyen esta unidad están formados por elementos de naturaleza clástica, básicamente de edad triásica y en menor proporción cretácica y terciaria, todos ellos procedentes de la Cordillera Bética.

Muchos han sido los autores que en diversas partes de la Cordillera Bética y Cuenca del Guadalquivir, han hecho consideraciones explícitas sobre materiales de carácter gravitacional y tectónico, con diferente atribución según los sectores geográficos. En casi todos los casos se ha considerado que se trata de materiales entremezclados de diversas edades y en otros se indica la aloctonía de los mismos:

*Trías de Antequera o Manto de Antequera* (Staub, 1926 y 1934; Fallot, 1945; Peyre, 1974). También denominado *Manto de Antequera-Osuna* (Cruz-Sanjulián, 1974). Lo definen como una nueva unidad formada principalmente por Trías, Cretácico y Nummulítico, de procedencia subbética.

*Manto de Carmona u Olistostroma del Guadalquivir* (Perconig, 1960 y 1962), formado por un conjunto de arcillas verdes y rojas de naturaleza triásica que pudieron extravasarse dentro de una cuenca marina a los que acompañó una cobertera sedimentaria aún en formación.

*La Unidad de Paterna*, Chauve (1963), la asoció al Manto de Carmona, sobre la cual todo el Subbético del oeste de la Cordillera Bética estaría cabalgado.

*Manto de Cambil*, Fontboté (1964), observó entre Alcaudete y Cambil (Jaén) que el Trías era alóctono.

*Unidades del Guadalquivir*, García-Rossell (1972), las definió como un conjunto de materiales margosos de diversas edades, que aparecen mezclados con margas yesíferas del Trías, bajo circunstancias tectónicas y estratigráficas complejas.

*Arcillas con Bloques* definidas por Bourgois (1978), en la zona de Ronda (Málaga), describió que gran parte del Trías, de facies germano-andaluz, está formado por brechas poligénicas. Estas brechas de naturaleza claramente sedimentaria incluyen un Neocomiense datado, por lo que no pueden considerarse de edad triásica.

*Complejo Frontal* denominación adoptada por Baena (1973), para asignar a un conjunto de materiales formados por retazos de Trías y sobre todo por materiales margosos del Cretácico y Nummulítico de facies subbética.

En Marruecos el Pre-Rif (zona más externa del Rif) la *Nappe Pre-rifaine* es el equivalente al Olistostroma del Guadalquivir y se ha interpretado como un complejo tectono-sedimentario de matriz margosa, de edad Mioceno medio-superior (Feinberg, 1986; Kerzazi, 1994), con clastos resedimentados de Paleozoico, Trías y Jurásico (Chalouan *et al.*, 2008).

*Unidad Olistostrómica*, denominación informal como Unidad Cronoestratigráfica, ha sido definida por Roldán y García-Cortés, 1988, y utilizada en publicaciones diversas (Roldán *et al.*, 1988; Roldán y Rodríguez-Fernández, 1991; Roldán, 1995), así como en memorias y mapas divulgativos (Proyecto MAGNA, IGME) de la Cordillera Bética y Cuenca del Guadalquivir (Roldán *et al.*, 1992, 2004, 2006, 2008). Esta Unidad Cronoestratigráfica definida en unos límites de tiempo (Mioceno medio) y que incorpora elementos pertenecientes a las Zonas Externas e

Internas de la Cordillera Bética y Unidades del Campo de Gibraltar, ha sido posteriormente desplazada hacia el oeste durante el Mioceno superior y el Plioceno, transportando y deformando unidades de estas edades.

*Complejo Olistostrómico Subbético* (Pérez-López, 1991; y Pérez-López y Sanz de Galdeano, 1994) y *Complejos Caóticos Subbéticos* (Vera y Martín-Algarra, 2004), denominan a amplios terrenos triásicos muy deformados y brechificados, que han perdido su coherencia interna y se han transformado en masas desorganizadas, que incluyen grandes bloques de terrenos jurásicos y cretácicos subbéticos, pero deslizadas y resedimentadas durante el Mioceno.

En la parte frontal del Arco de Gibraltar, Flinch *et al.* (1996) describen unidades desenraizadas y mezcladas caóticamente de edades: triásicas, cretácicas, paleógenas y neógenas, superpuestas a una cobertera menos deformada que cubre las mesetas Ibérica y Africana. Los perfiles sísmicos muestran que estas unidades aparecen como un complejo acrecionario, muy similar en España y en Marruecos, si bien las evaporitas son más extensivas en la Cordillera Bética.

A partir del análisis de secuencias sísmicas del borde sur de la Cuenca del Guadalquivir, Fernández *et al.* (1998) sugieren que el denominado *Olistostroma del Guadalquivir* se corresponde con un diapiro lateral de evaporitas triásicas en las que se localizan cuñas imbricadas miocenas.

El *Manto de Cádiz* (Maestro *et al.*, 2003) formado por masas de arcillas y sales sobre la plataforma, describe un movimiento de avance en el océano Atlántico sobre los márgenes Ibérico y Marroquí y está despegado del Arco de Gibraltar a lo largo de fallas normales de bajo ángulo.

La amplia representación en el ángulo suroriental de la Hoja de Córdoba de la Unidad Olistostrómica, que se generó por procesos gravitacionales, donde se producen diversos tipos de deslizamiento, obliga a hacer algunas consideraciones al respecto. En líneas generales los fenómenos de deslizamiento producen elementos de tamaño variable, cuya distribución y ordenamiento está en función de la naturaleza del medio (aéreo, acuoso y mixto).

La denominación original de olistostroma fue introducida por Flores (1955), siguiendo un concepto genético. En este sentido, olistostroma proviene del griego *olistaino* (deslizar) y *stroma* (masa).

Hoedemaeker (1973) sugiere que la definición de olistostroma debe hacerse desde un punto de vista descriptivo. De esta forma, el olistostroma sería el producto del

deslizamiento de una masa incoherente de rocas, capaces de formar un medio móvil generado por dicho deslizamiento. Lógicamente estos fenómenos están influidos por una pendiente. Cuando los elementos transportados dentro del olistostroma son retenidos con identidad y coherencia original capaces de ser reconocidos, se denominan olistolitos.

Para Abbate *et al.* (1979), cuando los deslizamientos no tienen unos límites bruscos, el olistostroma debe ser considerado resultado de un fenómeno sedimentario, en caso contrario debería considerarse como resultado de un proceso tectónico.

Elter y Raggi (1965) distinguen entre endolistostroma, (materiales deslizados procedentes de la misma secuencia deposicional que se genera en una cuenca) y alolistostromas (caracterizados por componentes derivados de antiguas secuencias deposicionales originadas en otras cuencas). En el primer caso, endolistostromas, se producen como consecuencia de movimientos tectónicos precoces dentro de la cuenca; mientras que los alolistostromas, determinan el deslizamiento a favor de una pendiente de masas de rocas, procedentes de un borde con actividad tectónica de levantamiento.

Según Bortolotti (1964b) y Jacobacci (1965), en pocas ocasiones los olistostromas pueden contener secuencias turbidíticas, de tipo gradacional, de litología similar a los clastos dispersos en el mismo. Cuando se presentan estructuras de naturaleza turbidítica, las corrientes parecen estar relacionadas con el final del deslizamiento. Según la clasificación de facies turbidíticas de Mutti y Ricci Lucchi (1972) y Walker (1967 y 1970), las FACIES F integran los olistostromas, olistolitos y otros productos generados por deslizamiento, después de su depósito.

Igual que definiera Flores (1955) el término genético de olistostroma, también lo hizo para los olistolitos. Así pues, el nombre olistolito proviene de la palabra griega *olistaino* (deslizar) y *lithos* (roca); lo aplica a elementos individuales incluidos dentro del conjunto del olistostroma.

La mayoría de los autores consultados, excepto Beneo (1956 a,b) y Klemme (1958), están de acuerdo con que un olistolito debe ser considerado como tal, cuando sea exótico en la secuencia deposicional que lo alberga.

También Hoedemaeker (1973) recoge diversas clasificaciones de olistolitos en base a diferentes litologías, edades y procedencia de dichos elementos.

En general un olistostroma puede considerarse como una masa de materiales que se deslizan; éste presenta una fase activa, que es la que proporciona el movimiento y

una fase pasiva que es la transportada. La primera está constituida por la dinámica de las partículas, la segunda por los olistolitos o fragmentos competentes.

Con la terminología habitualmente usada existen dificultades, en ocasiones, para poder delimitar los procesos de deslizamiento de aquellos otros que son generados por corrientes de turbidez. Los términos *slumping* y *sliding* se han usado indistintamente para reflejar los deslizamientos en masa de materiales. Sin embargo, Dott (1963) considera *sliding* como el movimiento de masas rígidas a lo largo de superficies inclinadas, mientras que *slumping* es un término similar que usa cuando además las masas están rotadas. Cuando el movimiento de deslizamiento afecta a partículas intergranulares, habla de flujos en masa; si el límite líquido se sobrepasa, el sedimento se distribuye por corrientes de densidad, denominándose flujo de sedimentos. Si el contenido en lodo es grande, la mezcla arena-lodo se pone en suspensión al perder su capacidad de cohesión, porque su límite tixotrópico (límite líquido) es excedido, de esta manera se generan las corrientes de turbidez.

Hoedemaeker (1973) en su Tesis Doctoral, realizada en las inmediaciones de Moratalla (Murcia), describe los siguientes tipos de deslizamientos gravitatorios:

- Rocas desplomadas: deslizamiento de rocas por caída o rodamiento a lo largo de una pendiente.
- Deslizamiento coherente: corresponde a fragmentos de rocas con preservación interna de los estratos. Se produce por deslizamiento a partir de superficies de corrimiento, ya sean bloques (forma subcircular) o paquetes (forma tabular).
- Deslizamiento incoherente: corresponde al movimiento envolvente de una masa incompetente (*mass flow*). A su vez puede haber dos tipos: 1) que haya una brechificación progresiva, que da lugar a conglomerados grano y/o lodos soportados; 2) que sea un flujo de barro con cantos diversos y dispersos.
- Materiales en suspensión durante el movimiento de deslizamiento: turbiditas proximales y distales.

De acuerdo con lo expuesto anteriormente, aquella unidad geológica que presenta acusados procesos de deslizamiento generados por gravedad en medio submarino, se considerará en esta hoja *Unidad Olistostrómica*. Los componentes de la misma serán *olistolitos*, estos a su vez se denominarán *paquetes o bloques deslizados* en función de su morfología ya sea tabular o subcircular.

Dentro de la *Unidad Olistostrómica* se describirán procesos de *debris flow* o *mud flow*, generados por mecanismos de deslizamiento. Los depósitos generados por

estos procesos se denominarán *debritas*, término ya utilizado por algunos autores italianos (Ricci Lucchi, 1986).

La Unidad Olistostrómica está representada en el ángulo sudoccidental de la Hoja de Córdoba. Se extiende, por tanto, en afloramientos más o menos continuos desde la sierra de Montilla hasta las inmediaciones de la localidad de El Rubio. La base de la Unidad Olistostrómica no puede verse en el ámbito de la Hoja porque se ha deslizado sobre el zócalo Paleozoico, y solo puede observarse mediante perfiles sísmicos. Sin embargo, en la localidad de Nerpio (Albacete) está discordante sobre las calizas y margas del Burdigaliense superior (Figura 2.5.2).



a

b

Figura 2.5.2.- Unidad Olistostrómica discordante sobre las calizas del Burdigaliense superior en Nerpio (a). Brechas en estratos masivos discordantes sobre las calizas Burdigalienses (b), detalle de (a).

El límite superior de esta unidad está representado por una discordancia de la unidad suprayacente. Son numerosos los puntos donde se ha observado esta discordancia, aunque cabe reseñar como más representativos por la proximidad con esta Hoja, un sector situado en la vecina hoja de Castro del Río y en la de Alcalá la Real (Figura 2.5.3).





Figura 2.5.3.- Discordancia de la Unidad Serravalliense superior-Tortonense inferior, sobre la Unidad Olistostrómica

El espesor original de la pila sedimentaria es difícil de conocer, puesto que la Unidad Olistostrómica ha estado sometida a sucesivos empujes y traslaciones hacia el norte y noroeste. Estos procesos han ocasionado que esta unidad, mediante despegues internos, adquiera una morfología cuneiforme en su frente y abombamientos diferenciales e irregulares en las partes más retrasadas según se deduce de los datos de sísmica.

La litología se compone esencialmente de brechas de diversa naturaleza con cantos de arcillas y margas de colores variados, areniscas rojas, yesos y dolomías, que se reconocen claramente como procedentes de unidades triásicas. Además se han observado margas y margocalizas correspondientes al Cretácico inferior y superior. También existen materiales margosos del Paleógeno, Mioceno inferior y parte del medio (Langhiense inferior).

Todos estos elementos proceden del frente de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. El Trías es característico de la Zona Subbética. El Cretácico identificado tiene facies diferentes, unas correspondientes a las definidas en el Subbético y otras en el Prebético. El Terciario, en general, corresponde a margas y margocalizas blancas, reconocidas en diferentes series subbéticas y prebéticas.

Cuando la Unidad Olistostrómica presenta estratos de naturaleza brechoide, el mecanismo de transporte que genera el proceso de deslizamiento, puede asociarse a flujos de sedimentos en masa. Dicho mecanismo responde al tipo *debris-flow* (Figura 2.5.4). En unos casos los clastos están inmersos en una matriz arenosa que los soporta;

mientras que en otros, los clastos son menos abundantes en relación a la matriz limo-arcillosa que los envuelve. Además se puede dar el caso que haya paquetes deslizados, inmersos en estos materiales brechoides, que no han sufrido disgregación. A las rocas que se han generado mediante estos procesos se les denominará *debritas*, término que se ha usado para rocas similares en los Apeninos (Ricci Lucchi, 1986).



Figura 2.5.4.- Unidad Olistostrómica formada por debritas en sucesiones estratiformes

Es común observar en estos sedimentos que las superficies de estratificación son en general muy difusas y algunas veces se reconocen cicatrices erosivas (Figura 2.5.5).



Figura 2.5.5.- Debritas de componente mayoritaria triásica y cretácica, con superficies de estratificación definidas por cicatrices de deslizamiento

Así pues, se han observado paquetes y bloques deslizados de naturaleza competente (areniscas, margocalizas, dolomías, etc.), en los que unas veces se aprecia deformación en los mismos y otras veces no. En ambos casos estos bloques

denominados olistolitos, están inmersos en una matriz lutítico-arenosa y conserva su fábrica original. Cuando este proceso se da, Hoedemaeker (1973) indica que se trata de un deslizamiento coherente, ya que hay preservación de la estructura interna de la roca (Figura 2.5.6).



Figura 2.5.6.- Olistolito de dolomías de edad triásico dentro de brechas (debritas). Parte brechificada en borde externo del olistolito

En ocasiones se observa que los bordes de los olistolitos presentan una acusada brechificación (Figura 2.5.6), este fenómeno se ha interpretado como que el olistolito se ha deslizado en un medio en el que la cohesión entre las partículas del sedimento es menor, por tanto el rozamiento del olistolito es mayor y en consecuencia se puede brechificar en sus bordes. El tamaño de los olistolitos suele variar entre algunos metros y varios hectómetros cúbicos.

Es frecuente observar fenómenos de *slumping* ligados tanto a los paquetes deslizados como a las debritas (Figura 2.5.7 a y b). Estos fenómenos se producen normalmente cuando los sedimentos están ligados a una pendiente.



**a**



**b**

Figura 2.5.7.- Secuencias de debritas en la Unidad Olistostrómica. **a**: paquetes deslizados y deformados dentro de las debritas. **b**: slumping producidos en las debritas

Así pues, la paleopendiente determina la dirección y sentido en que se producen los *slumpings*. Las medidas efectuadas sobre la vergencia del plano axial de dichos *slumpings*, nos indican una componente oeste-noroeste, dato de gran valor para poder reconstruir la procedencia.

En resumen los olistolitos constituyen paquetes o bloques deslizados que pueden preservar su estructura interna o no. Además se reconocen *mass-flow*, constituidos por *debris-flow* y *mud-flow*. Los primeros pueden proceder de la disgregación parcial de los olistolitos, de hecho las litologías son idénticas y lo único que difiere es el tamaño, los segundos se producen cuando el deslizamiento afecta a materiales más margosos (Figura 2.5.8).



Figura 2.5.8.- Unidad Olistostrómica formada fundamentalmente por flujos de barro (*mud-flow*)

En general las facies con predominio de olistolitos se encuentran mejor representadas en posiciones más meridionales de la cuenca, mientras que las de *debris-flow* se sitúan preferentemente en posiciones más septentrionales. Las de *mud-flow* están homogéneamente distribuidas.

Los argumentos en los que se basa la asignación de la edad que se propone para la Unidad Olistostrómica son los siguientes:

a) La edad de la unidad suprayacente, como más adelante se expondrá, es Serravalliense superior-Tortonense inferior. La de la unidad infrayacente está datada como Burdigaliense superior.

b) Los elementos más jóvenes, contenidos en esta unidad (margas y margocalizas blancas) han permitido datar el Langhiense inferior.

c) La masa portadora de la unidad olistostrómica ha suministrado fauna de edades comprendidas entre el Trías y el Langhiense superior-Serravalliense inferior-medio.

A partir de estos argumentos se deduce que su edad debe estar comprendida en el intervalo de tiempo Langhiense superior-Serravalliense inferior-medio.

### 2.5.3.2. Unidad de Castro del Río

Cartográficamente se extiende en afloramientos más o menos continuos desde las inmediaciones de Aguilar de la Frontera hasta el norte de El Rubio. Esta unidad sería equivalente a la parte media del Grupo Atlántida (Figura 2.5.1), definido por Riaza y Martínez del Olmo *et al.* (1996). Se trata de una secuencia deposicional definida por Roldán (1988) como Unidad de Castro del Río con dos tipos de facies definidos: **alternancia de areniscas y margas (108)** y **margas blancas (109)**.

En el borde activo, reposa mediante una discordancia angular sobre la Unidad Olistostrómica descrita anteriormente (Figura 2.5.3). Los sectores de mejor observación

de esta discordancia están en las inmediaciones de Osuna (este de Castro del Río) y entre Alcalá la Real y Priego.

El límite inferior, interpretado a partir de la sísmica y en afloramientos (sector de Nerpio, Figura 2.5.2), corresponde a un *onlap* sobre el zócalo de la Meseta. Sobre esta unidad se sitúa discordantemente la secuencia sedimentaria suprayacente. La escasez de buenas secciones estratigráficas impide, en superficie, hacer una estimación fiable de su potencia, sin embargo por datos de subsuelo puede llegar a deducirse entre 200 y 300 m.

A escala de afloramiento los cuerpos sedimentarios suelen ser tabulares, mientras que cartográficamente suelen tener unas dimensiones de hectométricas a kilométricas. En algunos perfiles sísmicos se ha observado una morfología cuneiforme, que representa el relleno asimétrico de algunas subcuencas de anchura no superior a 3-4 km, condicionadas por la movilidad sinsedimentaria de su basamento (cuencas de tipo *piggy-back* según Roldán y Rodríguez-Fernández, 1991 y 2007).

#### *2.5.3.2.1.- Alternancia de areniscas y margas. Unidad de Castro del Río. Serravalliense superior- Tortoniense inferior (108)*

La secuencia estratigráfica está muy bien representada en las inmediaciones de Castro del Río, donde Roldán (1988) la ha definido como "Unidad de Castro del Río", en la que destacan básicamente dos facies: arenas y areniscas silíceas con margas y margas blancas con niveles de areniscas calcáreas.

Hacia la base los paquetes de arenas silíceas suelen ser masivos. Por encima se disponen estratos con espesores que oscilan entre 0,5 y 3 m, aunque a veces son de orden centimétrico, alternando con paquetes de margas de espesor decimétrico. Ocasionalmente suele haber intercalaciones centimétricas de areniscas calcáreas bioclásticas (Figura 2.5.9).



Figura 2.5.9.- Secuencia característica de la parte basal de la Unidad de Castro del Río. Arenas silíceas masivas, dentro de las cuales se intercalan esporádicos ni veles de areniscas calcáreas

La base de los estratos suele ser plana, con escasas huellas de corriente en el muro y cuando se han observado dan una dirección norte-sur y sentido hacia el norte. La granulometría dominante es de arena fina a media, aunque en ocasiones el tamaño de grano llega a ser de grava media.

Las estructuras de ordenamiento interno más abundantes son, laminación paralela y ripples de corriente (términos b y c de la secuencia de Bouma, 1962) y en menor proporción, granoselección normal; en pocas ocasiones se ha observado la base de los estratos canalizada y con granulometrías de tamaño grava. Hay zonas donde se observa un gran desarrollo de brechas intraformacionales, *slumps* y otras estructuras de génesis gravitacional, en áreas próximas al contacto con la Unidad Olistostrómica subyacente, lo que sugiere un fondo de cuenca móvil.

Las margas que se intercalan entre las areniscas y arenas silíceas, suelen ser de color crema, verdes y rojas hacia la base, que evidencian una clara contaminación de elementos procedentes de la Unidad Olistostrómica subyacente. A medida que se asciende en la secuencia, las tonalidades dominantes son de colores crema y blancos.

*2.5.3.2.2.- Margas blancas con intercalaciones de areniscas calcáreas. Unidad de Castro del Río. Serravalliense superior- Tortoniense inferior (109)*

La parte alta de la serie cambia gradualmente a margas blancas y cremas muy laminadas, con eventuales intercalaciones minoritarias en general de areniscas calcáreas (Figura 2.5.10).



Figura 2.5.10.- Margas blancas con niveles de areniscas calcáreas. Parte alta de la secuencia de la Unidad de Castro del Río.

Cuando en algunos sectores, las facies de margas blancas reposan directamente sobre la Unidad Olistostrómica, se presentan brechas intraformacionales y estratificación masiva (Figura 2.5.11) con evidencias claras de deformación sinsedimentaria.



Figura 2.5.11.- Brechas intraformacionales en la Unidad de Castro del Río

En líneas generales la secuencia deposicional de la parte basal de la Unidad de Castro del Río es estrato y granodecreciente. De acuerdo con las observaciones



expuestas anteriormente, las facies presentes corresponden a la asociación de facies D y E de Mutti y Ricci Lucchi (1972) y Walker (1967 y 1970), lo que es congruente con un contexto de abanico distal.

Las margas blancas con intercalaciones de areniscas del techo de la secuencia, aún contienen esporádicos niveles de areniscas cuarzosas, algunos de ellos de marcado carácter turbidítico. Esto se interpreta como los últimos períodos de actividad de los sistemas turbidíticos, que dieron lugar a las facies de arenas silíceas y margas. En este mismo sentido apunta la presencia de abundante fauna resedimentada, con idénticas características, y presumiblemente de la misma procedencia que tenían las facies turbidíticas.

El cambio notable en la mineralogía de las arcillas (contenidas en las margas), de la base hacia el techo de la secuencia, con la aparición de minerales autógenos como la paligorskita y niveles diatomíticos, es congruente con el carácter estrato y granodecreciente de la secuencia general y sustenta un modelo de una cuenca que ha dejado de recibir cantidades importantes de aportes terrígenos, para dar paso a una sedimentación predominantemente autóctona.

Roldán y Rodríguez-Fernández (1.991) interpretaron que la Unidad de Castro del Río se depositó en una cuenca de tipo *piggy-back*, la cual se desarrolló sobre una de las láminas cabalgantes hacia el norte, en el frente de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Todo ello dentro de un esquema general de cuenca de antepaís.

La determinación de la edad fiable en esta Unidad es uno de los mayores problemas que se vienen sucediendo en los últimos años, debido a la existencia de acusados fenómenos de resedimentación. Resedimentación que ha provocado en numerosas ocasiones, que tanto en trabajos antiguos como recientes, se hayan producido asignaciones erróneas de edad para estos materiales.

Los problemas de resedimentación no son únicamente exclusivos de las facies turbidíticas; experimentalmente se ha comprobado que las facies de margas blancas también participan de este fenómeno. Por tanto, se estima con los datos micropaleontológicos obtenidos, que el intervalo de tiempo durante el que se depositó esta unidad, está comprendido entre el Serravalliense superior y el Tortoniense inferior.

### 2.5.3.3. Unidad Tortoniense Superior

Desde el punto de vista cartográfico sus afloramientos están representados en la parte oriental de la Cuenca del Guadalquivir, entre la localidad de Torreblascopedro (Jaén) y las estribaciones occidentales de la Sierra de Cazorla. Dichos afloramientos tienen como base la Meseta Ibérica o bien sedimentos pertenecientes a la Cobertera Tabular del borde de la Meseta (Trías y/o Jurásico). A partir de esta situación geográfica, esta Unidad se sitúa bajo la Unidad Messiniense y no vuelve a aflorar, si no es sobre el borde meridional activo de la cuenca.

El Tortoniense superior en el ámbito de la Hoja de Córdoba no aflora asociado al borde de la Meseta, pero si está representado sobre materiales de la Unidad Olistostrómica y sobre la Unidad de Castro del Río, en el sector comprendido entre Puente-Genil y Lucena.

Esta unidad sería equivalente a la parte inferior del Grupo Bética (Figura 2.5.1), definido por Riaza y Martínez del Olmo *et al.* (1996).

#### 2.5.3.3.1.- *Margas blancas con intercalaciones de areniscas calcáreas. Unidad Tortoniense superior. Tortoniense superior (110)*

Litológicamente está formada por margas blancas de textura hojosa, poco densas y con abundantes laminaciones paralelas. Entre ellas se intercalan niveles milimétricos de limos margosos. El espesor máximo de esta sucesión debe estar en torno a los 200 m.

#### 2.5.3.4. Unidad Messiniense

Cartográficamente se extiende por todo el borde de la Meseta y desde Córdoba a Montilla y hasta Écija, donde desaparece bajo la unidad superior.

La edad Messiniense asignada a esta unidad, está argumentada por la presencia de *globorotalia mediterranea* (Catalano y Sprovieri) y la presencia de *discoaster quinqueringus* (Gartner).

Esta unidad es equivalente al “Grupo Andalucía” de Riaza y Martínez del Olmo (1996). Son diversas las facies que se reconocen en esta Unidad. En el borde norte de la Cuenca, hay facies marinas, continentales y mixtas. También hay variabilidad de facies en la parte axial de la cuenca y en el borde sur de la misma. Las facies más características de esta secuencia sedimentaria se muestran en diversos sectores.

#### 2.5.3.4.1.- Sector de Posadas y Almodóvar

Ocupa un área de unos 25 km<sup>2</sup> entre ambas localidades y se extiende hacia el sur bajo las margas azules de la cuenca del Guadalquivir. La Figura 2.5.12 muestra un esquema cartográfico en el que se han separado cuatro facies diferentes.

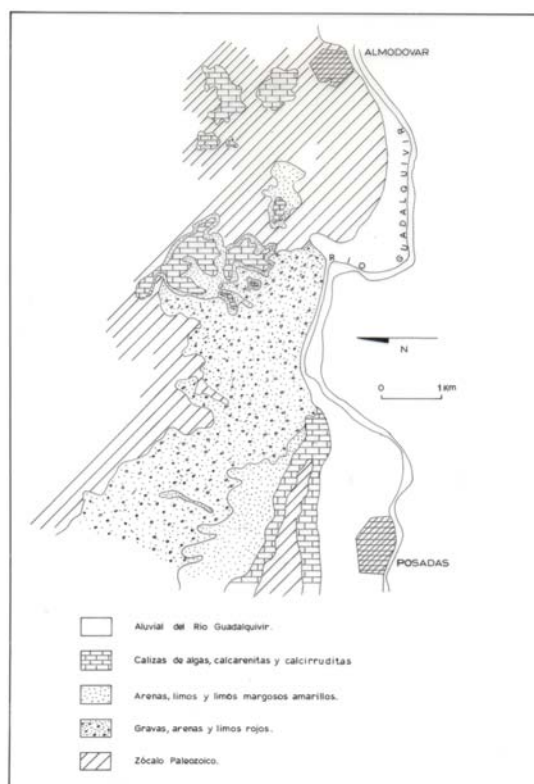


Figura 2.5.12.- Esquema cartográfico del delta de Posadas-Almodóvar

##### 2.5.3.4.1.1- Gravas, arenas, limos y arcillas rojas. Hacia la base, brechas. Unidad Messiniense. Messiniense (112)

Se distribuyen en afloramientos alargados NO-SE. Su distribución es congruente con un antiguo dispositivo fluvial, de edad Mioceno superior, que irrumpía en la Cuenca del Guadalquivir. La morfología de los afloramientos que en la actualidad se observa, presenta una anchura de aproximadamente 2 km y una longitud que rebasa los 7 km

(Figura 2.5.12). Estos sedimentos se sitúan discordantes sobre el zócalo Precámbrico y Paleozoico del borde de la Meseta Ibérica, mediante una superficie erosiva que es rellenada generalmente por brechas de cantos angulosos con escasa matriz o desprovista de ella. El espesor de estos materiales, constatado por sondeos de captación de aguas subterráneas, es muy variable, de pocos metros a más de 150 m.

Desde el punto de vista litológico las gravas están constituidas por cantos de rocas precámbricas y paleozoicas, ígneas y metamórficas, así como calizas de edad Cámbrico. En las partes próximas a la Meseta los clastos son muy angulosos y están desprovistos prácticamente de matriz, por lo que los hace extremadamente permeables. Esta litología se ha formado por fuertes corrientes de escasa agua y en la que los cantos van soportados unos con otros (*debris flow*). Son estratos de morfología cuneiforme, masivos, mostrando superficies de estratificación muy difusas, solo visibles por cambios en la clasificación y tamaño de grano. A medida que estos depósitos se alejan del área fuente los cantos se muestran extremadamente redondeados y están trabados por una matriz de arenas, limos y arcillas rojas. En algunos taludes viarios se reconocen cicatrices erosivas en la base de los estratos mostrando morfologías de paleocanales; en su interior se reconocen estratificaciones cruzadas de orden centimétrico a decimétrico, que se interpretan como debidas a la acreción lateral de estos canales.

Las arenas tienen morfologías lenticulares y muestran estratos de espesores centimétricos a decimétricos, con estratificaciones cruzadas de tamaño métrico, en surco que evidencian la migración de cuerpos arenosos hacia el SE. Estas estructuras se interpretan asociadas a canales fluviales de tipo trenzado (*braided*).

Los limos rojizos predominan hacia posiciones más meridionales; eventualmente se localizan niveles de arcillas rojas laminadas, que pueden estar en relación con áreas de desbordamiento (inundaciones de los canales antes referidos). Así mismo, la presencia de limos arcillosos grises con desarrollo de horizontes carbonosos, consecuencia de vegetación de llanuras lutítico-arenosas, donde los desbordamientos periódicos de la red fluvial, ocasionaron zonas encharcadas que fueron colonizadas por plantas. La presencia de alguna fauna de lamelibranquios asociada a estas llanuras lutítico-arenosas, demuestra que también hubo una influencia marina de carácter litoral.

Las facies descritas son congruentes con un sistema de tipo deltaico instalado en el borde de la cuenca del Guadalquivir. Las facies mencionadas estarían en relación con varios dispositivos de depósito que se reseñan seguidamente.

El primero estaría formado por facies de abanico aluvial, representado por gravas y arenas con poca matriz y cantos autoportados (sectores del Rancho de los Ciervos y proximidades del río Guadiato en su vertiente occidental). El segundo dispositivo, se sitúa hacia posiciones más meridionales y en consecuencia más próximo a la desembocadura en la cuenca; constituido por gravas de cantos redondeados y estructuras canalizadas, que representa los depósitos de canal fluvial principal; las arenas formarían los canales distributarios asociados (inmediaciones de la carretera C-411, Posadas-Villaviciosa). Las áreas interdistributarias estuvieron dominadas por una sedimentación más fina de limos y arcillas con restos vegetales, asociados a periodos de inundación con eventual colonización vegetal de éstas.

*2.5.3.4.1.2.- Areniscas, arenas, limos amarillos con intercalaciones de margas. Unidad Messiniense. Messiniense (113)*

Se localizan al norte de la sierra de Posadas limitando a los materiales anteriores por el sur y a ambos márgenes del río Guadiato. Aparecen en tránsito gradual con los sedimentos anteriormente descritos, sobre la Meseta y generalmente por debajo de las calcarenitas que se tratarán más adelante. Su espesor es variable, aumentando hasta valores hectométricos hacia el sur, de acuerdo con la información de sondeos de captación de aguas subterránea.

Litológicamente constituyen una alternancia irregular de arenas y limos amarillos, con tonalidades a veces rojizas por oxidación, y estratos de espesor centimétrico de areniscas calcáreas de escasa continuidad lateral. Estas facies se presentan generalmente masivas, sin estructuras de ordenamiento interno y abundante bioturbación horizontal y vertical, producida por anélidos. También se ha observado fauna de ostrácodos, ostreidos y gasterópodos, pero generalmente en zonas de cierta proximidad con las calcarenitas suprayacentes.

Son facies de carácter mixto (marino-continental) que podrían corresponder a zonas de prodelta, con áreas litorales en las que la fauna marina es abundante. Sin embargo, la ausencia de buenos afloramientos impide argumentar esta posibilidad.

2.5.3.4.1.3.- *Calcarenitas y conglomerados y Calcarenitas y limos amarillos; localmente calizas de algas. Unidad Messiniense. Messiniense (114 y 115)*

Se distribuyen en afloramientos más o menos continuos por todo el borde de la Meseta, entre Córdoba y Villanueva del Río y Minas, y también diseminados sobre el basamento de la misma, constituyendo relieves residuales de morfología tabular. Se disponen discordantes sobre dicho basamento, mediante un dispositivo de solapamiento expansivo (*onlap*) y en tránsito gradual sobre las arenas y limos amarillos subyacentes.

El espesor aunque variable suele oscilar entre 30-40 m, ya que la morfología de estos depósitos es generalmente tabular. Se suelen ordenar en una secuencia muy irregular, en la que dominan preferentemente las calcarenitas, calcarenitas conglomeráticas y arenas amarillas (114). Estos sedimentos se muestran en estratos de espesor decimétrico a métrico, muy masivos, sin estructuras de ordenamiento interno y abundantes cantos de naturaleza cuarcítica dispersos. Hacia la base suelen presentar un paquete de brechas escasamente cementadas, con cantos de pizarras, areniscas, calizas y cuarcitas, trabados por una matriz limo-arcillosa, que se apoya sobre el sustrato Paleozoico. Sólo se ven parcialmente interrumpido por las entradas a la cuenca de los sistemas deltaicos.



Figura 2.5.13.- Cantera de calcarenitas en las inmediaciones de Posadas

Estas facies se suelen ordenar en una secuencia de orden decamétrico. La parte inferior está formada por una calcarenita (*grain bioclástico*), formada por el 85-90% de anfisteginas y otros foraminíferos bentónicos, el 10% es cuarzo y menos del 1% de fragmentos de rocas y algunos granos de glauconita dispersos en la roca. En ocasiones se reconocen debajo de estos sedimentos gravas de tamaño bloque de varios decímetros de espesor. Por encima se sitúa una calcarenita bioclástica con más del 25-30% de terrígenos (cuarzo mas fragmentos de rocas), clastos de glauconita en proporción inferior al 2% y el resto bioclastos de briozoos, equínidos, lamelibranquios, algas rojas, etc.

En sectores próximos (Palma del Río) la secuencia culmina con una biofacies de calizas de algas (*packestone*) de matriz microesparítica (115) con más del 80% de los granos de algas rojas y terrígenos inferiores al 10%. Las facies anteriormente descritas que caracterizan una biofacies de anfisteginas, briozoos, equínidos, lamelibranquios, etc., representan una plataforma marina somera de aguas templadas y limpias con sedimentación bioclástica libre del influjo de terrígenos. La presencia de materiales siliciclásticos, en algunos casos muy abundantes, sugiere que estos procederían no solo de la denudación de los relieves circundantes, sino también del sistema deltaico antes aludido y que representa la contaminación de esta plataforma.

#### 2.5.3.4.2.- Sector de Villanueva del Río y Minas

En la Figura 2.5.14 se muestra un esquema cartográfico, la serie característica y un bosquejo paleogeográfico de este sector.

La secuencia está representada por conglomerados, calcarenitas y areniscas conglomeráticas de tonos amarillentos y rojizos (**Calcarenitas y conglomerados, 114**), que se apoyan mediante una discordancia sobre distintos materiales del Paleozoico que constituyen el zócalo de la Meseta. Entre estos materiales y los que se han descrito antes existen cambios laterales de facies.

Los tramos conglomeráticos representan las facies de relleno marginal de la cuenca del Guadalquivir a partir de sistemas de tipo fluviodeltaicos. Los tramos arenosos y calcareníticos corresponden a depósitos de una plataforma mixta abierta, con

variaciones batimétricas a la que llegan aportes siliciclásticos procedentes de la erosión de la Meseta (Figura 2.5.15).

Las facies de calcarenitas son de tonos ocres, amarillentos y rojizos, con abundantes fragmentos de conchas y con niveles intercalados de gravas.

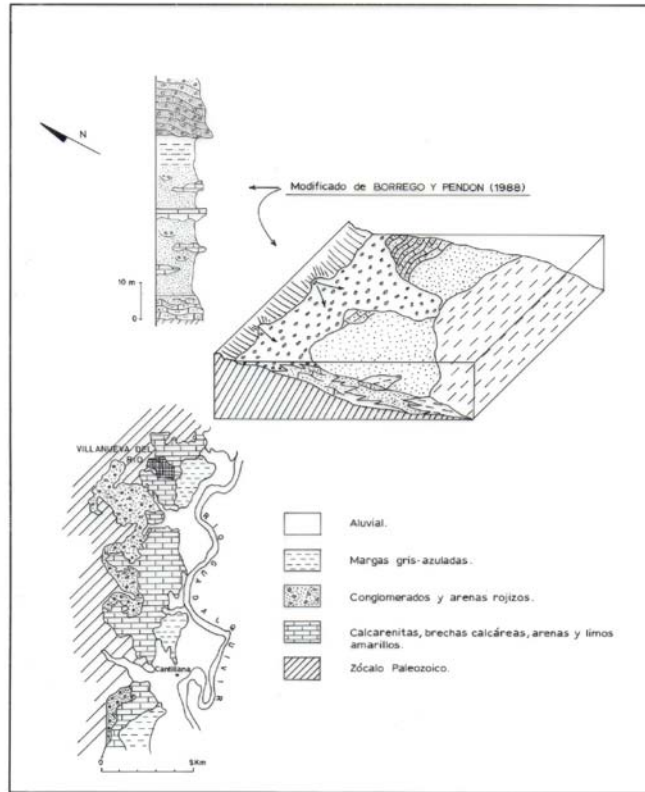


Figura 2.5.14.- Esquemas cartográfico, estratigráfico y paleogeográfico del sector de Villanueva del Río y Minas



Figura 2.5.15.- Alternancia de conglomerados, arenas limos rojos y calcarenitas



La parte alta de la serie está constituida por dos facies diferentes, en función de su posición respecto al borde de cuenca. Si los depósitos están asociados al borde de la Meseta, la parte alta de la serie es un conglomerado de matriz terrígena y color rojizo. Los cantos son redondeados, heterométricos y de composición variable (cuarcitas, pizarras, calizas, etc.). Como estructuras de ordenamiento interno, se advierten *sets* de láminas cruzadas tangenciales con la base. Estas facies, Gt y Gp- (Miall, 1982), pueden estar asociadas a secuencias de canal y barras fluviales en un sistema de cursos trenzados sobre una llanura aluvial litoral, (Borrego y Pendón, 1988). Los conglomerados representan el *topsets* del sistema deltaico, progradante hacia el centro de la cuenca.

Si la posición de la serie estratigráfica está alejada del borde de la cuenca, el intervalo de arenas y limos amarillos pasa gradualmente a margas gris-azuladas hacia la parte alta. El límite entre ambas facies está marcado por lechos de arenas medias, glauconíticas, con abundantes conchas de moluscos; a pesar la intensa bioturbación se aprecian algunas laminaciones cruzadas inclinadas al sur.

#### 2.5.3.4.3.- Sector de Puente-Genil

Este sector tiene facies equivalentes a las descritas anteriormente para otros sectores, sólo hay una facies muy representativa y extensa que son características de esta zona. Son conglomerados y arenas que constituyen un cuerpo de morfología lentejona, cuya potencia puede alcanzar más de 100 metros y disminuye considerablemente de SE a NO. La secuencia observable es de tipo granocreciente, en la cual los elementos más finos: arenas y limos con intercalaciones delgadas de arcillas y conglomerados, ocupan las partes basales de la serie. A medida que se asciende en ella, comienzan a aparecer lentes conglomeráticas y de areniscas (canales) intercaladas entre arenas gruesas. A techo de la misma hay un dominio claro de conglomerados con formas canalizadas.

La naturaleza de los cantos está en relación con las series triásicas, jurásicas y cretácicas de las Zonas Externas. Algunos cantos carbonatados y de margas pudieran pertenecer a series terciarias de difícil asignación. Las arenas son de componente

cuarzosa con eventuales clastos de micaesquistos (Zonas Internas); en éstas se encuentran conchas de lamelibranquios, ostreidos, pectínidos y *chlamys*.

La dirección de paleocorrientes muestra una gran dispersión, pero oscilan entre SE y SO y progradan hacia el sur. Estas facies se han interpretado como depósitos de tipo fan-delta.

#### 2.5.3.4.4.- Parte Axial de la Cuenca

El eje de la depresión se encuentra sellado por una plataforma encostrada de carácter fundamentalmente conglomerático, que ha sido tradicionalmente atribuido al registro aluvionar más antiguo del río Guadalquivir. Sin embargo en esa campiña donde las condiciones de observación son dificultosas, ocasionalmente, se ha reseñado la presencia esporádica de ciertos indicadores marinos como la intercalación de paquetes margosos, circunstancia que añade más confusión.



a

b

Figura 2.5.16.- Paisaje de la campiña de Córdoba sobre la Unidad Messiniense. (a) alineación de árboles sobre conglomerados intercalados entre margas. (b) continuación

Los conglomerados pueden aparecer muy cementados, pero cuando ocupan las partes altas, a nivel superficial están sueltos. Debajo de los conglomerados que forman cuerpos de escaso espesor, suele haber una secuencia de arenas, limos y margas de tono

amarillentos, que dan paso hacia el muro de toda la secuencia a margas azules como las que se han descrito anteriormente.

Sin dudar de la aparición en esta secuencia de ciertos niveles con elementos más gruesos, en este trabajo se opta por omitir su representación, señalando por el contrario la plataforma conglomerática superior en relación con los estadios iniciales del río Guadalquivir.



Figura 2.5.17.- Alternancia de arenas, limos y margas de colores amarillentos. A techo conglomerados

#### *2.5.3.4.4.1.- Alternancia de areniscas y margas. Unidad Messiniense. Messiniense (116)*

Afloran al sureste de Córdoba y al sur de Montilla. Las facies más frecuentes están constituidas por una alternancia rítmica de areniscas amarillentas y margas gris azuladas. Están ordenadas en secuencias turbidíticas. El tamaño de grano de las areniscas es de medio a grueso, y ocasionalmente, gravas en la base de algunos estratos (Figura 2.5.18).



Figura 2.5.18.- Alternancia de areniscas y margas correspondientes a los sistemas turbidíticos de la parte axial de la cuenca

La parte axial de la cuenca sureste de Córdoba y hacia Bujalance, forma un gran sistema de carácter turbidítico que ocupa la parte más profunda de la cuenca (*foredeep*). Este sistema está limitado al norte por las facies terrígeno-carbonatadas de la plataforma instalada sobre el borde pasivo de la Meseta; al sur lo delimita el borde activo que modificó la disposición de este sistema a lo largo de toda la cuenca por su movilidad tectónica.

A este gran sistema turbidítico Martínez del Olmo *et al.* (1986) y Suárez *et al.* (1989), lo denominaron Formación Arenas del Guadalquivir. El sentido de progradación es de este a oeste de acuerdo con la pendiente de la zona axial de la cuenca. Además diferencian un mínimo de seis sistemas turbidíticos completos interpretados con la ayuda de sondeos de investigación de hidrocarburos y sísmica de reflexión. Así mismo, destacan en estos sistemas, por sus relaciones de yuxtaposición, una gran componente de deriva lateral más patente que el apilamiento vertical.

La dirección de corrientes observadas en estos sedimentos, en base a las estructuras de ordenamiento interno, muestran dos componentes, una hacia el noroeste y otra hacia el suroeste. Esta secuencia se interpreta que estaría ligada a un sistema de abanicos submarinos en su parte media-distal.

La progradación de estos sistemas es hacia el oeste en el sector sureste de Córdoba y hacia el norte en la zona de Montilla y La Rambla. En esta última zona estos sistemas reposan discordantemente sobre la Unidad de Castro del Río, que le sirve de sustrato claramente deformado (Figura 2.5.19)

El espesor de estas secuencias varía de entre 100 y 200 metros en la parte norte (vertical de Córdoba) a más de 300-400 al sur (*foredeep*).



Figura 2.5.19.- Progradación hacia el norte de los sistemas turbidíticos. Las margas blancas de la base corresponden con la parte alta de la Unidad de Castro del Río

#### 2.5.3.4.4.2.- Margas grises azuladas. Unidad Messiniense. Messiniense (111)

Esta unidad cartográfica se encuentra bien representada desde las inmediaciones de Córdoba hasta el sur de Almodóvar, donde desaparece bajo sedimentos de la secuencia superior. Está constituida por margas y margas arcillosas de tonos azules y grises en corte fresco, y blanquecinas-amarillentas debido a la alteración superficial (Figura 2.5.20 a y b). Ocasionalmente pueden intercalar niveles de gravas y arenas de espesor de orden centimétrico a decimétrico.



a



b

Figura 2.5.20.- Corte de margas azules ofrecido por el río Guadalquivir (a). Corte fresco de margas azules en el talud de la línea del AVE con los cambios de coloración aludidos (b)

#### 2.5.3.5. Unidad Messiniense superior-Plioceno inferior

Está representada entre el meridiano de Almodóvar del Río y Carmona y pero continúa hacia Alcalá de Guadaíra. La aparición dentro de esta unidad de *G. margaritae* (Bolli y Bermudez) y *G. elongatus* (D'orbigny), determina el Messiniense terminal y el Plioceno inferior.

Esta unidad es equivalente al Grupo Andalucía definido por Riaza y Martínez del Olmo (1996). Se han diferenciado dentro de esta secuencia tres facies diferentes en el ámbito de la Hoja, que son muy parecidas a las que se han descrito para la unidad inferior.

El espesor de la secuencia aumenta hacia el suroeste, dependiendo no sólo de la forma de la cuenca, sino también de la incisión o erosión de la secuencia suprayacente. En el ámbito de la Hoja el espesor máximo puede alcanzar los 400 m.

La morfología general observada en algunos perfiles sísmicos, es de tipo cuneiforme a gran escala, con tendencia progradante hacia el centro y oeste de cuenca. A menor escala y en afloramiento, los cuerpos sedimentarios tienen formas generalmente tabulares.

La aparición de conglomerados de esta secuencia en la parte axial de la cuenca plantea una problemática similar a la señalada en el caso anterior, circunstancia por la que no han sido representados en el mapa como tales.

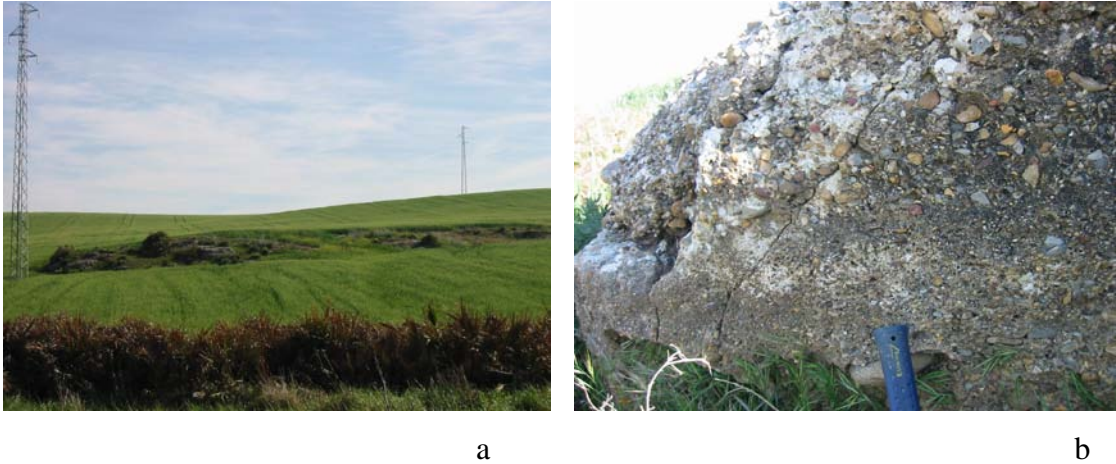


Figura 2.5.21.- (a) Niveles de conglomerados fuertemente cementados. (b) Detalle de (a)

*2.5.3.5.1.- Margas gris azuladas. Unidad Messiniense superior- Plioceno inferior. Messiniense superior- Plioceno inferior (117)*

Afloran preferentemente en las vaguadas originadas por la red de drenaje. Se extienden por la margen izquierda del río Guadalquivir, jalonando una franja larga y estrecha. Entre Carmona y Fuentes de Andalucía conforman otro gran afloramiento.

Las relaciones de superposición entre las margas y la unidad inferior no se aprecian en campo dada la mala calidad de afloramientos. Sin embargo, a escala cartográfica se deduce una discordancia al superponerse estos sedimentos indistintamente sobre las unidades Messiniense y de Castro del Río hacia el borde sur de este segmento de cuenca. En los perfiles sísmicos consultados se aprecia una paraconformidad con la Unidad Messiniense.

Las margas gris azuladas suelen ser masivas y concoide en corte fresco, mientras que en superficie cambian a tonalidades amarillentas y verdosas. En ocasiones las margas azules intercalan niveles de arenas silíceas en estratos de orden centimétrico a decimétrico (Figura 2.5.22). Estas facies de carácter mixto se localizan preferentemente

sobre unidades inferiores al sur de la cuenca. Estos cuerpos arenosos intercalados en las margas pudieran corresponder a dispositivos deltaicos asociados al borde sur de la cuenca.



Figura 2.5.22.- Margas gris azuladas intercaladas entre arenas de componente silíceas (Fuentes de Andalucía)

*2.5.3.5.2.- Calcarenitas y limos amarillos. Unidad Messiniense superior- Plioceno inferior. Messiniense superior- Plioceno inferior (118)*

Existen tres afloramientos en la Hoja. Uno que se extiende desde Alcalá de Guadaíra hasta las inmediaciones de La Campana, pasando por Carmona, localidad de la que toman su denominación (Figura 2.5.23). Los otros dos se sitúan varios kilómetros al suroeste de Fuentes de Andalucía y varios kilómetros al este de Marchena.





Figura 2.5.23.- En el horizonte de mayor cota se sitúa la localidad de Carmona, que le da nombre a la calcarenita y al rasgo geomorfológico de “cornisa de Carmona”. Estas facies muestran un resalte determinado por la vegetación sin cultivos, que se extiende por el horizonte con un ligero buzamiento hacia la parte derecha de la foto (norte geográfico)

Un km al norte de Carmona, en el corte de una cantera antigua utilizada para extracción de bloques de este material, se han distinguido cuatro intervalos, en una sucesión de calcarenitas con características sedimentarias diferentes (Figura 2.5.24).



Figura 2.5.24.- Sección de la calcarenita de Carmona en una cantera antigua en la cual se han observado cuatro intervalos sedimentarios diferentes

Intervalo A. Constituido por 4 m de calcarenitas amarillas gruesas, poco o nada clasificadas, con más del 80% de lamelibranquios de concha fina, el resto corresponde a fragmentos de cirrípedos (*balanus*), briozoos, ostreidos y elementos siliciclásticos en su mayor parte cuarzo muy redondeado. Texturalmente es un *grainstone* bioclástico con cemento esparítico y una elevada porosidad. Existe abundante bioturbación (*ophiomorpha*), con dominio de las formas verticales sobre las horizontales, que puede ser interpretado como causa de una elevada tasa de sedimentación. Como estructuras de ordenamiento interno destacan estratificación ondulada que pueden ser de orden métrico; estas estructuras son asimilables a *hummocky cross stratification*. A techo del intervalo se desarrolla una superficie ferruginosa de espesor variable (milimétrico a centimétrico), que se asocia a un nivel de *hard ground*.

Intervalo B. Está separado del anterior por un pequeño nivel de margas gris-azuladas de espesor variable, pero siempre inferior a 20 centímetros; estas margas tienen pequeños clastos de cuarzo, fragmentos de lamelibranquios y foraminíferos la mayor parte de los cuales son resedimentados. En algunas secciones estas margas pueden estar ausentes. El intervalo en su conjunto está compuesto por calcarenitas de idéntica composición a las anteriormente descritas, si bien el tamaño de grano es menor y hay una mejor selección. Los estratos son de orden centimétrico y el espesor es muy regular.

Este intervalo B, está constituido por el apilamiento repetitivo de una secuencia elemental. Dicha secuencia elemental, de entre 15 a 40 cm de espesor, comienza por areniscas calcáreas groseras, masivas o gradadas, con cantos blandos de margas y fragmentos de costra ferruginosa, presumiblemente procedentes del *hard ground* antes reseñado; hacia la parte alta de cada estrato el tamaño de grano es menor y se aprecian ripples que pueden ser de corriente o de oscilación y alguna laminación ondulada (*hummocky*) con niveles de lodo intercalados; la cementación de estas calcarenitas es mayor y está constituida por calcita espática. Algunos minerales autógenos como la glauconita, bien en forma de granos bien rellenando la porosidad intergranular de los bioclastos, también está presente. Las bases de las secuencias elementales anteriormente descritas, indican una sedimentación rápida tras una intensa remoción del material.

Intervalo C. Constituido por estratos deformados de calcarenitas muy cementadas, de espesor centimétrico a decimétrico. A techo aparecen ocasionalmente

niveles finos de margas. Como estructuras de ordenamiento interno aparecen ripples. La intensa deformación que presenta este intervalo induce a pensar en estructuras de escape de agua por licuefacción y fluidificación, cuando el sedimento estaba sin consolidar. Dichas estructuras se manifiestan como pliegues, en cuya parte axial se observa una zona canalizada, por donde fluyó el sedimento arrastrado por el agua al escapar del almacén de granos. La deformación de estos estratos muestra un replegamiento asimétrico con tendencia vergente y de *slumpings* incipientes, que denuncian paleopendientes dirigidas hacia el noreste (dirección de los ejes de los pliegues: N 20, 35,60 O). Las dimensiones de las deformaciones pueden alcanzar tamaño métrico. El origen de estas estructuras podría estar ocasionado por movimientos del fondo de la cuenca (situada en las proximidades del Manto Bético).

Intervalo D. Presenta diferente potencia según los lugares y oscila entre 4 y 8 m. Se ordena en ciclos de calcarenitas similares a los descritos en el intervalo B, (pero de espesor decimétrico). Presenta abundante fauna de lamelibranquios, balanus, ostreidos bien conservados y bioturbación preferentemente horizontal. Cada secuencia elemental, es de granulometría decreciente a techo, de entre 15 a 40 cm de espesor, y se ordena de la siguiente forma: hacia la base calcarenitas o calcirruditas masivas o con gradación normal, abundantes cantos blandos y fauna fragmentada de lamelibranquios; encima se reconocen calcarenitas con laminación horizontal, ripples de corrientes (escasos), de oscilación y abundantes laminaciones cruzadas de tipo *hummocky*; a techo aparecen arenas finas y lutitas laminadas, con intensa bioturbación y fauna de lamelibranquios bien conservada. Son frecuentes las amalgamaciones de estratos y en estos casos falta la parte superior de la secuencia elemental. En las posiciones más meridionales del afloramiento la base de algunos estratos de areniscas, masivas en su interior, presentan estructuras de corriente en el muro. Estas estructuras, de tipo *flute cast*, indican direcciones de corrientes de sur a norte.

Viguié (1974) interpretó las facies de *grainstone* de las calcarenitas, como pertenecientes a depósitos de plataforma interna próxima al litoral. La zona litoral quedaría presumiblemente situada más al sur, entre El Coronil-Arcos de la Frontera y Jerez de la Frontera, y estaría representada por depósitos de arenas de componente silíceo.

Sierro *et al.* (1990 y 1992), describen varias secciones en los alrededores de Carmona e interpretan la secuencia como el depósito de un talud carbonatado, nutrido por fragmentos carbonatados procedentes de una plataforma situada al este-sureste.

El análisis de las calcarenitas de Carmona para los cuatro intervalos descritos, permite argumentar que dichos materiales se depositaron en un medio de plataforma somera de tipo rampa homoclinal. Las secuencias elementales identificadas especialmente en los intervalos B y D, permiten deducir que estas fueron depositadas en una plataforma en la que eran frecuentes la remoción y puesta en suspensión del material de forma repetida, así como la sedimentación de material arenoso a partir de flujos de tipo oscilatorio y flujos multidireccionales. Este tipo de sedimentación episódica es frecuente en ambientes dominados por tormentas inducidas por situaciones de tipo ciclónico. Estos sedimentos parecen estar localizados en franjas latitudinales concretas a lo largo del registro geológico; las Cordilleras Béticas en el Mioceno superior estaban situadas en una latitud comprendida entre los 40° y 42° N, es decir dentro de la franja ciclónica. Por todo esto, parece posible proponer que tales fenómenos climáticos pudieron influenciar en la sedimentación de estas plataformas.

#### 2.5.3.6. Unidad Plioceno

Esta Unidad se distribuye en una franja relativamente estrecha, de unos 5 km de anchura, que discurre entre las localidades de Fuente-Palmera y Carmona, donde se abre hacia Alcalá de Guadaíra. Los afloramientos se disponen discordantes, solapando y erosionando progresivamente a la unidad subyacente. En el mapa se aprecia el adelgazamiento hacia el ENE de la calcarenita de Carmona, hasta desaparecer en las inmediaciones de La Campana. El análisis de algunos perfiles sísmicos (entre Carmona y Écija) permite visualizar un importante surco erosivo de esta unidad sobre la inferior, aunque pasa a ser una paraconformidad hacia el oeste (Sevilla).

Presenta morfología lenticular de entre 5 a 10 km de anchura y 50 km de longitud mínima, pudiendo alcanzar una profundidad de más de 500 m.

Esta unidad, con el marcador biozonal *Globorotalia Crassaformis* (Galloway y Wissler) que determina el Plioceno, equivale al Grupo Marismas definido por Riaza y Martínez del Olmo (1996). En ella se pueden encontrar facies similares a los de la unidad inferior, persistiendo también el problema de determinación, como en los casos anteriores, de los lugares con elementos más gruesos en relación con las terrazas del Guadalquivir. En el mapa se muestran las unidades litoestratigráficas siguientes:

#### 2.5.3.6.1.- *Margas azules y grises. Unidad Pliocena. Plioceno (119)*

Se extienden desde Palma del Río, continúan al sur de la margen izquierda del río Guadalquivir, aflorando preferentemente en las vaguadas generadas por la red de drenaje, hasta el norte de Alcalá de Guadaíra. Las relaciones de superposición entre las margas y la unidad inferior no se aprecian en campo, dada la mala calidad de afloramientos, pero el análisis de la sísmica evidencia una discordancia producida por el surco antes aludido. Esta circunstancia se ha interpretado como una caída eustática del mar a final del Messiniense.

Las margas gris azuladas suelen ser masivas de corte concoide en corte fresco, hacia la superficie cambian de tonalidad adquiriendo tonos más grisáceos, verdosos y amarillentos. Puede ocurrir que las margas azules intercalen niveles de areniscas amarillas y arenas silíceas en finos estratos que se hacen mucho más patentes desde el meridiano de Sevilla hacia Huelva. Estos cuerpos arenosos intercalados en las margas pudieran corresponder a dispositivos deltaicos asociados al borde norte de la Meseta.

#### 2.5.3.6.2.- *Calcarenitas y limos amarillos. Unidad Pliocena. Plioceno (120)*

Aparecen varios kilómetros al sureste de Palma del Río junto al río Genil en un pequeño y degradado afloramiento de extensión reducida (Figura 2.5.25).

Se trata de limos, arenas finas y calcarenitas de tonos muy amarillos que texturalmente presentan abundantes clastos de cuarzo y fragmentos de lamelibranquios. Las estructuras sedimentarias de ordenamiento interno son granoselección, estratificación cruzada y laminación paralela. Las paleocorrientes medidas oscilan entre N40-60° E y hacia el SO. No sobrepasan los 20 m de espesor.



Figura 2.5.25.- Secuencia de calcarenitas y limos amarillos

#### **2.5.4. Registro geológico reciente**

##### **2.5.4.1. Introducción y antecedentes**

Los sedimentos atribuidos al Cuaternario de la Hoja de Córdoba se asocian a su drenaje fluvial, al río Guadalquivir y a sus principales afluentes: Rivera de Huéznar, Bembézar, Guadiato y Guadalmellato en su margen septentrional y Corbones, Genil y Guadajoz en la meridional. A estos cursos se relaciona la casi totalidad de los materiales superficiales que tapizan sus interfluvios, bien como aluviones o terrazas o también como depósitos asociados a ellos tales como pequeños conos aluviales y/o formaciones de ladera y glacia, o materiales de carácter lagunar.

El río Guadalquivir discurre la mayor parte de su recorrido por la depresión Bética neógena, conformando una de las principales cuencas hidrográficas de la península Ibérica. La instauración de la red de drenaje regional tuvo que ser un proceso paulatino y simultáneo a la continentalización del golfo, antes estrecho, bético. Un proto-Guadalquivir localizado en el borde meridional evolucionando hacia el norte hasta su actual posición. El resultado es que la mayor parte del registro geológico reciente del valle del Guadalquivir es consecuencia del río que lo drena, especialmente en sus tramos medio y bajo de su recorrido donde forma un desarrollado y asimétrico sistema de terrazas, alcanzando en la hoja de Córdoba su máxima expresión. Las primeras

descripciones de las mismas corresponden a Carandell (1925), Carbonell (1930) y Cabanás (1957), este último en la provincia de Jaén; a destacar, los diez niveles que identifica Carbonell (1930) en esta zona. En décadas posteriores son numerosos los trabajos que abordan sus interrelaciones arqueológicas (Sáez, 1956; Bordes et Viguier, 1969; Viguier et Thibault, 1973; Viguier, 1974; Vallespí *et al.*, 1982, 1988; Santonja y Querol, 1989), paleontológicas (Aguirre, Lhenaf y Zazo, 1973; Clemente, Menanteau y Figueroa, 1977) y edáficas (Clemente *et al.*, 1979; Agencia del Medio Ambiente, 1984; Mudarra *et al.*, 1989; Carral *et al.*, 1998). Las referencias más recientes y completas son las de Díaz del Olmo *et al.* (1989), Baena Escudero (1993) y Baena Escudero y Díaz del Olmo (1994).

Se han señalado hasta 17 niveles de terrazas (Díaz del Olmo *et al.*, 1989), aunque Díaz del Olmo y Baena Escudero (1994 y 1997), en el tramo medio-bajo del Guadalquivir (provincias de Córdoba y Sevilla) las concretan en 14, escalonadas y solapadas, agrupadas en Altas topografías aluviales y Complejo de Terrazas muy altas (entre +200-210 m y +161-169), Complejo de Terrazas altas (entre +130-139m y +73-75 m), Complejo de Terrazas medias (entre +55m y +26 m) y Complejo de Terrazas bajas (entre +13-14m y 0 m), agrupación que se ha intentado mantener en esta Hoja. Mediante determinación paleomagnética, Baena y Díaz del Olmo (1994) consideran el grupo más antiguo en el Pleistoceno inferior (hasta 800.000 años), Pleistoceno inferior y medio (800.000-300.000 años), el segundo de ellos y Pleistoceno medio, tránsito medio-superior y Pleistoceno superior (300.000-80.000 años).

Desde que abandona su encajonamiento en el macizo Ibérico en Villanueva de Córdoba, el río Guadalquivir ajusta su recorrido por la Hoja al borde de dicho macizo dejando en su margen meridional el completísimo sistema de terrazas al que se aludió con anterioridad. Dicho sistema constituye un segmento de unos 25 km de ancho y con más de 100 km de recorrido oblicuo y relativamente continuo de plataformas escalonadas hacia el noroeste. Alcalá de Guadaira y Villanueva de Córdoba, emplazados en las esquinas suroeste y noroeste respectivamente, marcan sus límites. Es en este segmento, el que se ha utilizado como referencia en el estudio de la evolución del río, donde se han distinguido y estudiado con más profusión las terrazas del Guadalquivir. Son 200 m de incisión articulados en 14 escalones agrupados en Terrazas muy altas (+200, +187 y +169 m), muy bien representados en la transversal de Bujalance; Terrazas altas (cinco niveles entre +110-115 a +80 m), separadas de las anteriores por escalones acusados entre las localidades de Carmona y Écija; Terrazas

medias (+145, +130, +115, +108, +105, +80, +71, +55, 40 y +30 m), muy bien escalonados en todo su recorrido, pero aguas abajo de Carmona las tres últimas se muestran solapadas; y Terrazas bajas (+13 y +6 m), todas ellas parcialmente solapadas entre sí. En la margen derecha, junto al macizo, están representados algunos de los niveles anteriores, en casi ningún caso son reconocibles más de cuatro. Esta estrecha franja muestra escalones más acusados medio enmascarados por coluviones.

Los aluviones del Guadalquivir, llanura de inundación incluida, forman un relativamente estrecho y continuo corredor entre Villafranca de Córdoba y Cantillana que son las localidades extremas en su recorrido por la Hoja. Sobre esa última localidad, los aluviones del bajo Guadalquivir, están afectados por los efectos de la transgresión Flandriense que inundó el bajo valle del Guadalquivir. Es por ello por lo que se cree que en muchos casos estén apoyados sobre terrazas

El Genil que es el más importante de los afluentes meridionales del Guadalquivir entronca perpendicularmente con él en Palma del Río después de más de 50 km de recorrido por la Hoja. En ese trayecto se reconocen hasta seis niveles escalonados y discontinuos que Baena y Díaz del Olmo (1995) agrupan en superiores (+130-120, +80m y +60) e inferiores (+25-35m, +14-16 y +6-11m). Sus afluentes el río Cabra y el arroyo Carchena presentan un nivel a +15-20m. También por la ribera meridional, cerca de Carmona, el río Corbones aporta una gran terraza (+10 m) segmentada y orientada ONO-ESE, aunque en este caso en el mapa ha sido asimilada otra unidad cartográfica relativa a fondos de valle antiguos que tan significativamente caracterizan el centro meridional de la Hoja. El Genil y el resto de los ríos meridionales muestran sus aluviones actuales en continuidad a lo largo de todo su recorrido.

Los tributarios del río Guadalquivir procedentes de la Meseta, debido a su fuerte encajamiento que muestran apenas dejan sedimentación asociada, ni aluviones ni terrazas en la mayor parte de la mitad nororiental de la Hoja. Por eso resulta en cierta forma sorprendente que se citen hasta 2 niveles en los ríos Guadajoz (+40 y +10 m) y Viar.

Se describen también varias generaciones de los conos aluviales y glaciares, especialmente desarrollados en la esquina sureste, entre Montilla y Puente Genil; zonas semiendorreicas, con desarrollo de suelos vérticos y fondos lagunares, especialmente ubicados en el borde centro-meridional de la Hoja, al sur de Écija; coluviones asociados a las mayores elevaciones subbéticas entre Puente Genil y Montilla; algunos



afloramientos importantes de costras en el límite meridional y las escombreras del cerro del Hierro.

Aunque todo este registro reciente se presenta ubicado en dos ámbitos geológicamente contrastados, noroeste, macizo Ibérico, y sureste, el ámbito bético (sierras subbéticas y depresión del Guadalquivir), su descripción está organizada por unidades cartográficas de índole genética independientemente de su adscripción geográfica. En este apartado se hace referencia a todo el sistema fluvial del Guadalquivir y sus tributarios, sus terrazas, **Conglomerados de cantos y gravas, arenas y limos carbonatados**. *Terrazas altas* (121), **Conglomerados de gravas y cantos, arenas y limos con carbonatación irregular**. *Terrazas medias e indiferenciadas* (122) y **Conglomerados de gravas y cantos y arenas y limos**. *Terrazas bajas* (123), y sus aluviones y fondos de valle actuales, **Arenas, limos y conglomerados polimícticos**. *Fondos de valle, aluvial coluvial, llanura de inundación, barras y diques naturales* (132). Se les ha otorgado especial consideración a los fondos de valle de drenaje deficiente que se ubican en el borde septentrional de la Hoja, **Arcillas y arenas con cantos**. **Arcillas varvadas y evaporitas**. *Glacis/ fondos de valle semiendorreicos /rellenos de depresiones* (125 y 131) y **Arenas, conglomerados y limos**. *Conos de deyección y coluviones y glacis asociados* (126, 128 y 129) y su versión actual, **Arenas, conglomerados y limos**. *Conos de deyección* (133), que incluye todos los ámbitos, **Arenas arcillosas con cantos angulosos de calizas**. *Coluviones* (130), asociados a los relieves subbéticos del ángulo sureste y **Rocas carbonatadas pulverulentas, hojosas y masivas**. *Costras y travertinos* (124) en esa misma zona y en el noroeste. De forma puntual y en consideración a su significado, se han señalado las **Escombreras**. *Acumulaciones antrópicas* (134) del cerro del Hierro.

#### 2.5.4.1.1.-*Conglomerados de cantos y gravas, arenas y limos carbonatados, Terrazas altas. Pleistoceno inferior y medio (121)*

Los niveles de terrazas más elevados citados en el **Guadalquivir**, las denominadas **Terrazas muy altas** (T1, T2, T3 y T4 de Díaz del Olmo *et al.*, 1989), y con toda seguridad los de más antigüedad, están muy bien representados en la transversal de Bujalance, en la Hoja adyacente, mediante tres escalones (+200, +187 y +169 m), escalones que no se perciben en esta Hoja porque existe una fuerte

degradación pero presentes en las afloramientos mas surorientales. La plataforma de conglomerados (cantos de cuarzo y cuarcita con matriz arcillo-arenosa roja y alguna caliza de procedencia bética) con rasgos fluviales, tectonización, costras y suelos rojos de San Sebastián de los Ballesteros, se ubican a unos + 230 m de cota relativa respecto al Guadalquivir. En todos los casos existen muy malas condiciones de observación, por lo que apenas se detectan canturrales de rodados, fundamentalmente de carácter silíceo (cuarcita), distribuidos sobre una topografía irregularmente alomada. Se identifica mejor el grupo denominado por los autores anteriores, **Terrazas altas**, separadas de las más antiguas por escalones acusados. Se han distinguido 5 niveles (T5, T6, T7, T8 y T9, siguiendo el orden anterior) entre Carmona y Écija. Entre +110-115 a +80 ya se detecta industria lítica, los testimonios iniciales de la secuencia paleolítica del valle del Guadalquivir (Baena y Díaz del Olmo, 1994).

Sin embargo, este escalonamiento es difícil de ver ya han sufrido una intensa degradación, física y antrópica cuyo resultado final es una meseta suavemente alomada. Ésta, ocupa una extensión considerable, constituyendo mantos con color rojo parduzco de material (cantos y gravas, arenas y limos) fundamentalmente silíceo, Están constituidas (también las **muy altas**) por depósitos multisequenciales de un espesor irregular, de hasta 20 m, con repeticiones de cuerpos conglomeráticos que evolucionan a arenas o y fangos rojos con hidromorfías y nódulos de carbonatos; se observan cicatrices erosivas, formas canalizadas, estratificación cruzada y paleosuelos truncados, cuyo espesor varía entre 10-12 y 5-6m. Predominan conglomerados de clastos (c: 14 cm) bien redondeados y aplanamiento medio. Su naturaleza es fundamentalmente silícea (cuarcitas, 70%; cuarzo, 16%; pizarras, 4,5%; 2,5%;..) e induce procedencia de la Meseta. La matriz es arenosa (70/90% y 20% grava, 5% limo-arcilla con 24% de cuarzo, 20% de feldespatos y 55,3% de fragmentos de roca, calizas y rocas metamórficas) y el cemento carbonatado, muy fuerte, afectando a todo el depósito, por lo que adquiere tintes rosados o anaranjados, y su estructura original queda enmascarada. La potente costra carbonatada (CO<sub>3</sub> Ca, 88%; CO<sub>3</sub> Mg, 3,5%; SO<sub>4</sub> Ca, 7,5% y arcilla, 1%), laminar y en losas, que se forma a techo puede dar lugar a frecuentes karstificaciones (lapiaces y pozas) produciéndose descalcificaciones que dan como resultado arcillas rojas y nódulos blancos. Son en realidad los horizontes petrocálcicos de potentes suelos rojos (*Calcic Rhodoxerafl* según SOIL SURVEY STAFF o *Luvisol Cromico* según FAO según Carral *et al.*, 1998).

Obviamente, por su relación con el curso actual del Guadalquivir pero mediante la observación de su geometría, organización y textura, estas terrazas se interpretan como sedimentos propios de corrientes de caudal simple y moderado, baja sinuosidad, carácter relativamente energético y procedencia, en función de su composición litológica, meseteña. Sin embargo, estas extensas rañas, como han sido erróneamente denominadas por algunos autores, se les ha atribuido tímidamente ciertas connotaciones marinas, de reelaboración del depósito original, pues se han señalado apariciones de niveles margosos azul-verdosos, probablemente re-sedimentados, con fósiles. Se emplazan discordantes sobre margas azules y materiales calcáreos del Andaluciense y/o Andaluciense-Plioceno basal, y de ahí su atribución al Cuaternario antiguo o Plioceno.

*2.5.4.1.2.-Conglomerados gravas y cantos, arenas y limos con carbonatación irregular. Terrazas medias e indiferenciadas. Pleistoceno medio y superior (122).*

El grupo de escalones intermedios definidos en el río **Guadalquivir**, sus **Terrazas medias** están muy bien escalonados en todo su recorrido, pero aguas abajo de Carmona se muestran mediante tres grandes niveles solapados (T10, T11 y T12 siguiendo el orden anterior). Antes de esta localidad Díaz del Olmo *et al.* (1989) citan niveles a +145, +130, +115, +108, +105, +80, +71, +55, 40 y +30 m. Están fundamentalmente ubicadas en una franja de la ribera meridional, fundamentalmente limitada al borde suroccidental, a partir de Lora del Río, y a otra más estrecha y discontinua en toda la septentrional.

Ésta constituido por conglomerados polimícticos y sigue el predominio cuarcítico en los cantos y gravas, pero también se detectan fragmentos de rocas ígneas y metamórficas como gneises, pizarras, esquistos, areniscas rojizas, y sílex a partir del nivel +70. Los depósitos, dispuestos en secuencias canalizadas y granodecrecientes son también multisequenciales, constituidos por barras de cantos y gravas, arenas estratificadas con nivelillos discontinuos de gravas y gravillas y limos masivos con clastos, pero también con los hay con laminación paralela. Los clastos de las gravas y cantos (C: 20cm) son heterométricos, redondeados o subredondeados, color marrón ligeramente rojizo y matriz arenosas relativamente abundante. Las arenas, de color marrón rojizo, composición litarenítica, tamaño medio a muy fino y subredondeadas a redondeadas, pueden constituir lentejones sin gravas ni cantos de hasta un metro de

espesor. Las capas son lenticulares, muestran granoselección e imbricación de cantos y, algunas veces, una estratificación cruzada en surco muy grosera. Pero muchas veces su organización interna no se aprecia con claridad por el encostramiento en las más altas, no así en las más bajas donde no presentan ninguna cementación importante. Éste tiende a disminuir hacia los niveles más bajos, circunstancia que no siempre determina mejor visibilidad del depósito.

A partir de las geometrías observadas, distribución de paleocorrientes y tamaños de grano, que tiende a decrecer, y distribución de las estratificaciones cruzadas y tabulares, se podría deducir un aumento de sinuosidad.

El desarrollo de suelos sobre estos sedimentos es importante. Predominan suelos rojos (2,5 YR) con alternancia regular de horizontes argílicos (Bt y Btg) con predominio de caolinita con mucha esmectita en los niveles superiores (+145 y +105), mientras que en las inferiores la caolinita es testimonial. Son frecuentes los horizontes petrocálcicos formando, dependiendo del desarrollo, niveles pulverulentos, de nódulos, losas o laminares, y también las hidromorfías. Los procesos edáficos en estas terrazas medias son una repetición atenuada de los que afectan a las más altas, por eso presentan perfiles con horizontes argílicos menos profundos que los de las terrazas más antiguas. Aguas arriba se han clasificado como Haploxeralf cálcico (SOIL TAXONOMY) o Luvisol cálcico (FAO) (Carral *et al.*, 1998). Toda la secuencia edáfica conduce con el tiempo al desarrollo de suelos pardos, especialmente notorios a partir del nivel +55m (Díaz del Olmo *et al.*, 1989).

En todas ellas, se ha determinado (Díaz del Olmo *et al.*, 1989) una secuencia cultural arqueológica que arranca desde los niveles +139 (La Baldía), +128 y +115 (Cerro Higoso) de la transecta Campana-Carmona y concluye en el más bajo (+6) perteneciente al grupo de las terrazas bajas. Se resumen en cinco horizontes: Achelense medio primitivo; Achelense medio evolucionado; Achelense superior; Achelense final transicional; Paleolítico medio/Post-achelense con impacto Musteriense. Las dos más bajas de este grupo medio, son las únicas que han aportado restos de *Elephas antiquus* y *Equus hydruntinus* (+30 y +26; Las Jarillas y Antiguos viveros), muchas localizaciones arqueológicas y una datación absoluta (U/Th) sobre carbonato postsedimentarios (80.000 BP).

Casi todos los materiales detríticos más gruesos de la ribera septentrional del río Guadalquivir, pertenecen a terrazas medias. Es frecuente que no se puedan determinar fácilmente sus escarpes porque suelen estar más degradadas que las que se encuentran al

sur. Sus afloramientos se distribuyen adosados al borde sur de la Meseta, bien discordantes sobre Paleozoico bien sobre sedimentos de la Unidad Messiniense.



a

b

Figura 2.5.26.- Llanura donde están representados los sedimentos de las terrazas medias del borde de la Meseta. (a) zanjas de drenaje. (b) secuencia típica en algunos sectores

Como el resto, son conglomerados cuarcíticos con buena esfericidad y redondeamiento, y arenas, generalmente trabados por una matriz de arcillas rojizas. Su espesor, variable, pero casi siempre comprendido entre 5 y 10 m.



Figura 2.5.27.- afloramiento característico de conglomerados y arenas de origen fluvial.

En general los afloramientos son de mala calidad, si bien las recientes obras de la línea de ferrocarril del AVE, han puesto de manifiesto taludes en los cuales se pueden observar mejor. Es frecuente la aparición de materiales finos de inundación, y siempre, costras carbonatadas y desarrollo edáfico (Figura 2.5.28).

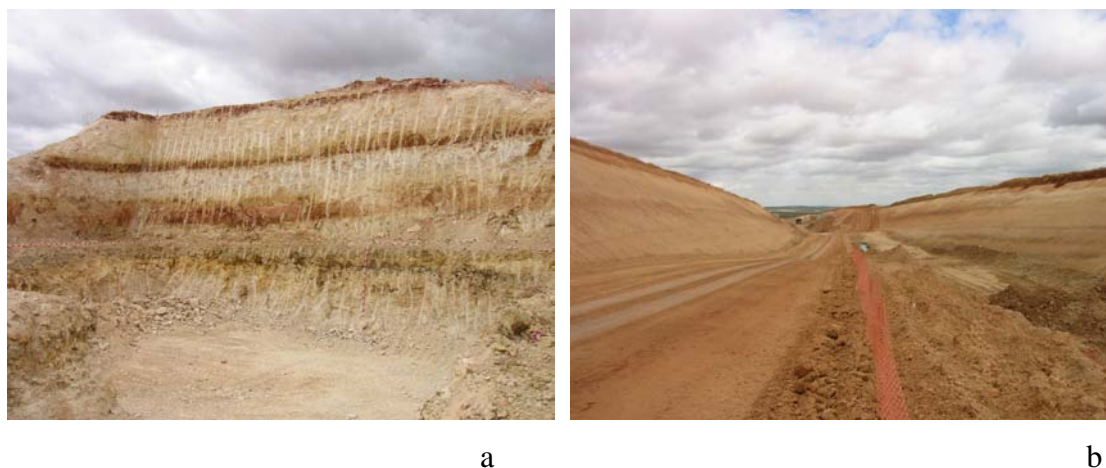


Figura 2.5.28.- Corte característico. (a) alternancia de arcillas y carbonatos. (b) secuencia básicamente arcillosa.

Entre Puente Genil y Palma del Río, su recorrido por la Hoja de Córdoba, el río Genil presenta hasta seis niveles escalonados y discontinuos, sobre todo bien definidos en los alrededores de la primera de las poblaciones referidas, la mitad de los cuales, los superiores (+130-120, +80m y +60) de Baena y Díaz del Olmo (1995) podrían correlacionarse con el grupo de las terrazas medias del río principal, pues se trata de una secuencia embutida en la que presenta éste. Están constituidas por materiales de procedencia fundamentalmente metamórfica (esquistos, micaesquistos, cuarzo, cuarcita) formando barras de gravas masivas o débilmente estratificadas, gravillas y arenas cementadas por carbonatos. Es común la existencia de caliches asociados, a techo (costras masivas tipo “dalle”) o incluso interestratificados, y su espesor nunca suele superar los 3 m.

En el río Guadajoz se han citado 3 niveles, si bien el más elevado se encuentra en su tramo final y pertenece al sistema de Guadalquivir, y de los otros, tan solo el que se sitúan a +40 sobre dicho cauce puede ser considerado de este grupo intermedio. Se presenta con un contenido importante en gravas de procedencia subbética, y son frecuentes las apariciones de cantos acorazados.

Ligada al río Corbones, existe una gran terraza (+5/7 m) constituida por gravas de materiales fundamentalmente subbéticos y calcarenitas y afectada por encostramientos irregulares a techo. Está orientada ONO-ESE, según ese curso, pero segmentada por los arroyos Matasanos y Galapagar. Su desarrollo, constitución y desconexión con la referencia del Guadalquivir imposibilita su asignación a ningún grupo en concreto, circunstancia que unida a su localización en un entorno de características vérticas, ha determinado su inclusión en la unidad cartográfica 126.

También los dos niveles (+ 2/3 m y 12 m) que aparecen a ambas márgenes del río Viar, al norte de Cantillana, junto al borde occidental de la Hoja se incluyen aquí. Se trata de dos niveles solapados de gravas de cuarcita acompañadas por cantos de esquistos pizarras, areniscas con matriz limosa.

*2.5.4.1.3.- Conglomerados de gravas y cantos, y arenas y limos. Terrazas bajas. Pleistoceno superior (123)*

En el Guadalquivir, Díaz del Olmo y Baena Escudero (1994 y 1997), consideran **Terrazas bajas** por debajo de 14-13 m (T13 y T14 del orden seguido), es decir las terrazas, +13 y +6, todas ellas, a diferencia de las que las preceden, parcialmente solapadas entre sí. Estas terrazas se apoyan generalmente sobre las margas azules, y su espesor, que alcanza fácilmente los 15 metros, resulta ser algo mayor que el encajamiento relativo de los niveles, lo que da lugar al solape lateral de unos depósitos con otros y a que el substrato no llegue a aflorar entre ellas. Estos niveles de terrazas más modernos constituyen una estrecha y continua franja muy circunscrita al río; no más de 2/3 km de ancho hasta Alcolea del Río, algo más a partir de allí que es donde da comienzo el Bajo Guadalquivir.

Sobre las gravas de los últimos niveles se preserva todo el registro de finos de inundación. Todas ellas, a excepción de la más baja presentan potencias considerables, del orden de 10 m, una estructuración compleja y carácter multiseccional. Sus rasgos litológicos son similares (gran presencia de sílex) a los grupos precedentes. Están presentes los conglomerados de grava y cantos pero son más abundantes los cuerpos arenosos y fangosos de colores grises o pardos, y en las más modernas, se pone de manifiesto un mayor desarrollo de los limos de inundación. Lo común de todas es que presenten una granulometría más fina que las terrazas más antiguas. Las gravas son

polimícticas, principalmente siliciclásticas, bien rodadas y clasificadas (m: 5 cm; c: 15 cm), coherentes pero no encostradas. La fracción arenosa es suelta y bien clasificada, mientras que la limosa o arenolimosa es abundante y emplazada en el techo del depósito.

Existe un progresivo crecimiento en la proporción de finos hacia el oeste. Junto al borde occidental de la Hoja, estas terrazas (+11-31 y +0-15 m prolongadas en el margen derecho del río hasta más allá de Sevilla, están constituidas por alternancias decimétricas a métricas de capas de arenas y capas de gravas y cantos y ocasionalmente pasadas de limos arenosos y en ningún caso muestran cementación apreciable.. Son descritas por Salazar (en prensa) litarenitas de color marrón claro, grano medio-muy fino, algo heterométricas, subredondeadas o redondeadas. Los clastos de las gravas y cantos (c: 20 cm) son redondeados o subredondeados, heterométricos, con arenas abundante (10%); son de naturaleza silíceas (cuarcita y cuarzo; también se detecta la presencia de gneises, rocas ígneas ácidas y areniscas rojizas). Las arenas presentan granoselección y estratificación generalmente tabular con laminación interna cruzada y estructuras de deformación (*convolute lamination*) por escape de fluidos. Y todo ello, obviamente, los define como propiamente fluviales.

Edáficamente se caracterizan por el dominio de suelos pardos, aunque persiste la presencia de suelos rojos con nódulos de carbonato. Es un hecho que las terrazas más bajas tienen suelos bastante menos desarrollados. Presentan horizonte cámbico y redistribución de carbonato, pero sin llegar a formar horizontes argílicos de consideración. *Calcic Xerochrept* (SOIL TAXONOMY)/Cambisol cálcico (FAO).

La secuencia cultural arqueológica de la transecta Campana-Carmona determinada por Díaz del Olmo *et al.* (1989) concluye en el escalón más bajo (+6 m) como Paleolítico medio/Post-achelense con impacto Musteriense por lo que se puede estimar una edad Pleistoceno superior.

La presencia de terrazas recientes en el resto de los ríos es muy limitada. En su recorrido por la Hoja de Córdoba, el río Genil presenta hasta seis niveles escalonados y discontinuos, bien definidos en los alrededores de Puente Genil. Tentativamente se incluyen en este grupo de terrazas bajas las tres inferiores (+25-35m, +14-16 y +6-11 m). Están constituidos por materiales de procedencia principalmente subbética, gravas y conglomerados de cantos de caliza y cuarcita con matriz arenosa y muy escasa fracción fina constituyendo barras de gravas masivas o débilmente estratificadas, gravillas y arenas cementadas por carbonatos. Su espesor puede alcanzar hasta los 10 m de



potencia. El río Cabra y el arroyo Carchena, afluentes del Genil, presentan un nivel a +15-20 m, cuya composición, obviamente denota procedencia subbética: 3m de gravas de cantos calcáreos con matriz arenosa de color oscuro.

De las tres terrazas citadas en el río Guadajoz, tan sólo la inferior (+10 m) podría considerarse asimilable a este grupo más moderno. Presentan un contenido en gravas de procedencia subbética.

#### *2.5.4.1.4.- Rocas carbonatadas pulverulentas, hojosas y masivas. Costras y travertinos. Plioceno-Cuaternario (124)*

La aparición de costras calcáreas es común a muchas formaciones geológicas del valle del Guadalquivir. Caracterizan los sistemas de terrazas fluviales, se muestran sobre glaciares, abanicos y otros depósitos recientes ligados a los interfluvios pero también afectan a rocas más antiguas como es el caso de calcarenitas bioclásticas terciarias. Excepto en éste, siempre se ha obviado su separación como unidad geológica por considerarla parte de su caracterización. Se hace en razón a su dimensión y a su significación, pues son indicativas del desarrollo de superficies de erosión precuaternarias (Martín-Serrano, 1986). Están ampliamente representados al sur de Puente-Genil, extendiéndose hacia Benamejía. Se trata de costras calcáreas de 2/3 m de espesor, pulverulentas, blancas y muy degradadas, aunque aún pueden reconocerse facies laminares, hojosas y masivas (dalle), todas correspondientes a horizontes petrocalcicos relictos muy frecuentemente karstificados. Se apoyan sobre biocalcareniticas del Messiniense, pero también sobre otras formaciones.

Existen depósitos de naturaleza travertínica en la esquina noreste de la Hoja, al suroeste de San Nicolás del Puerto, y más al este, sobre el río Guadiato, en el km 24 de la carretera de Sta. María de Trassierra a Villaviciosa ligado a la surgencia condicionada por la falla de Castro y Picón. En ningún caso son representables.

#### *2.5.4.1.5.- Arenas, conglomerados y limos. Abanicos aluviales y Conos de deyección, ocasionalmente coluviones y glaciares asociados. Pleistoceno-Holoceno (126, 128 y 129)*

Aparecen ligados a la red fluvial, al Guadalquivir y en el resto de los ríos principales y son la consecuencia natural de los numerosos barrancos y cursos

secundarios que vierten en ellos y, especialmente, de los relieves más sobresalientes. Se trata de conos de aluviones muy planos y de dimensiones variables, generalmente decahémétricas y hasta kilométricos en el sureste de la Hoja, como los que se desarrollan en el borde occidental de la sierra de los Leones y a algunas elevaciones de sierra Gorda en Puente Genil. En esos lugares, donde mejor se manifiestan, existen hasta tres generaciones superpuestas que presentan distinto grado de degradación y encostramiento en función de su antigüedad. Como comparten procedencia, su litología es homogénea. En otras zonas se han señalado otros abanicos indiferenciados. Su espesor es variable, máxime cuando tienen una morfología cuneiforme, pero nunca mayor de 3-4 m.

Son comunes pero no siempre representables a esta escala, los sistemas conos actuales, más o menos aislados asociados a los barrancos que vierten a los principales colectores fluviales. Su naturaleza es dependiente de la del sustrato de cabecera, pues proceden de barrancos y pequeños torrentes de escaso recorrido, generalmente ligeros tapices sedimentarios de naturaleza margosa o arcillosa acompañada de gravas y cantos, generalmente éstas procedentes del desmantelamiento de las terrazas.

Por razones de escala este grupo cartográfico puede incluir también depósitos de vertientes correlativos a los pero con insuficiente dimensión para proceder a su representación individualizada. Es material suelto, areno-arcilloso con cantos. En el macizo Ibérico, la fuerte incisión de la red fluvial impide el desarrollo de abanicos y conos de deyección de dimensiones representables, pues no hay espacio para ello; los barrancos colectores de las pequeñas cuencas de recepción desarrolladas sobre las sierras, vierten en barrancos similares.

En el sureste de la Hoja, se han detectado hasta tres generaciones de glaciares de cobertera, interrelacionados con los abanicos aluviales que bordean las sierras los Leones, al oeste de la localidad de Monturque, sobre el arroyo de la Capellanía, y al este de Puente Genil en las laderas de las sierras del Niño y del Castillo. Constituyen 1 a 2 m de espesor de arcillas arenosas con cantos angulosos y subangulosos de caliza, aunque su naturaleza, tamaño y cantidad, variará en función del sustrato del relieve a cuyo pie se instalan.

*2.5.4.1.6.- Arenas arcillosas con cantos angulosos de calizas. Coluviones. Pleistoceno-Holoceno (130)*

Sobre el macizo Ibérico, excepto en la esquina noroeste de la Hoja (Sierra Norte sevillana), los desniveles orográficos más importantes están marcados por la incisión fluvial. Por esa circunstancia, los depósitos de vertiente generados no tienen la dimensión suficiente para su representación. En el valle del Guadalquivir, aunque los taludes de su sistema de terrazas muestran desnivel y producción de material suficiente, los coluviones se han obviado con el objetivo de mejorar la expresión del resto de las unidades geológicas allí aflorantes. En otras ocasiones los coluviones han sido incluidos junto con glacis y conos y abanicos a los que están asociados en razón a su dimensión y significación. Por las razones anteriores, el resultado es que los depósitos de vertiente tan solo están identificados en esta Hoja al pie de las sierras subbéticas que aparecen en su esquina suroriental. Allí, aparecen al pie de las sierras del Castillo y del Niño, al este de Puente Genil, y sobre todo en torno a la sierra de los Leones, al este de Montilla, donde alternan con glacis y abanicos aluviales.

Los materiales que los constituyen son fundamentalmente arenas arcillosas con cantos angulosos de calizas.

#### *2.5.4.1.7.- Arcillas y arenas con cantos. Arcillas varvadas y evaporitas. Glacis/fondos de valle semiendorreicos /rellenos de depresiones. Pleistoceno-Holoceno (125, 131)*

En esta unida cartográfica están representados todos los fondos de valle de la mitad oriental del límite meridional de la Hoja, entre las localidades de Alcalá de Guadaira, Carmona, Écija, El Rubio y Marchena, todos ellos sobre materiales margosos del olistostroma o sobre albarizas. El afloramiento triangular ubicado al sur de Carmona, está modelado por glacis constituidos por materiales oscuros, arcillosos y arenosos con cantos de hasta 5 m de espesor, cuya génesis está íntimamente ligada a procesos de soliflucción y regularización de las vertientes. Hacia el este se extienden a través de los fondos de valle arcillosos de los ríos Corbones y Salado, cuyos cauces se presentan encajados en ellos. En la prolongación más oriental se ubica el área más claramente semiendorreica de La Lentejuela-Osuna-El Rubio, con la permanencia de muchas lagunas aparecen sedimentos muy similares: arcillas verdosas con pasadas de arenas muy finas. En todos ellos es característico el desarrollo de suelos de carácter vértico, sobre sustrato margoso con escaso o nulo drenaje. Son de color oscuro a negro, estructura columnar, grietas de desecación y ricos en arcillas expansivas (esmeclita).

También están bien representados entre Aguilar de la Frontera y Puente Genil, si bien los afloramientos son de escasa magnitud.

En las lagunas residuales aparecen arcillas varvadas (verde amarillentas y gris oscuro y evaporizas; capillas arenosas y arcilla muy rica en materia orgánica con aspecto turboso). Más al este, y sobre otros sustratos litológicos, también se localizan zonas de mal drenaje (varias entre Puente-Genil, Aguilar y Montalban) con encharcamientos temporales que pueden constituir suelos hidromorfos de escasa potencia, e incluso lagunas temporales con arcillas y evaporitas de poco espesor (0,8 m).

#### *2.5.4.1.8.- Limos arenosos con cantos angulosos de calizas. Glacis. Pleistoceno-Holoceno (127)*

Se localizan articulando las vertientes de la red de drenaje de la campiña y borde de la Meseta. El afloramiento más representativo está localizado en la margen derecha del río Genil, al norte de Écija, conectando la mitad basal del talud originado por el citado río al encajarse sobre el sistema de terrazas altas del Guadalquivir. La articulación se realiza a la vez sobre distintos niveles de terrazas del Genil, de ahí su atribución cronológica como pleistocena-holocena.

La litología viene condicionada por el sustrato sobre el que se asientan. Así pues, los sedimentos son fundamentalmente arcillosos y limosos con eventuales cantos inmersos en los anteriores.

#### *2.5.4.1.9.- Arenas, limos y conglomerados polimícticos. Fondos de valle, aluvial/coluvial, llanura de inundación, barras y diques naturales. Holoceno (132)*

En el ámbito del Macizo Ibérico, restringido al tercio NNE de la Hoja, apenas existen depósitos ligados a la red fluvial. Los ríos se encuentran fuertemente encajados con aluviales cuya dimensión es insuficiente para su representación a esta escala. Probablemente los depósitos (gravas, arenas y limos) más significativos de este dominio geológico corresponden al río Bembézar.

Los aluviones del Guadalquivir están formados por gravas y arenas en el cauce y gravas, arenas y limos en la llanura de inundación alcanzando en ésta (por sondeos a la altura de Córdoba) espesores de sobre los 10/15 m. Tales gravas son de carácter polimíctico y tamaño medio a grueso, redondeadas y si cementar. La litofacies más común está constituida por gravas (cuarcita principalmente, caliza y arenisca) clastosportadas, rodadas y bien calibradas (c: 15 cm; m: 5-7 cm), con granoselección positiva que evolucionan a arenas gruesas con superficies de acreción con clastos. Las arenas se disponen masivamente o con estratificación cruzada y granoselección positiva están coronadas por limos débilmente edafizados (suelos pardos), constituyendo la llanura de inundación propiamente dicha. Los aluviones del bajo Guadalquivir, en el tramo más occidental de la Hoja, próximo a Sevilla, están afectados por los efectos de la transgresión Flandriense que inundo el bajo valle del Guadalquivir. Es por ello por lo que se cree que en muchos casos estén apoyados sobre terrazas. En la capital andaluza, se citan, por sondeos geotécnicos y de aguas, más de 20 de espesor de un tramo de gravas al que se superponen 8 a 14 m de materiales, generalmente granodecrecientes, casi exclusivamente finos con porcentajes muy bajos de fracción arena (González Díez, 1986; Borja Barrera, 1989; Díaz del Olmo, *et al.*, 1989).

Los aluviones de los ríos que vierten al Guadalquivir por el sureste están constituidos por materiales similares a los de sus terrazas, es decir conglomerados polimícticos de procedencia olistostrómica y por tanto con escasos elementos silíceos. Es el caso del río Guadajoz, pero también del resto de ellos, como el Genil y su afluente principal el Cabra. Ambos en no más de 1,5 m de espesor, muestran arenas, limos y pequeños cantos de caliza y dolomía, subangulosos y subredondeados. En la terraza más baja de estos dos ríos (+5/7m) que constituye en realidad su llanura inundable, se observan *sets* arenosos y limosos de color gris oscuro a negro y lentejones de gravas de caliza y cuarzo; no presentan encostramientos y están coronados por suelos pardos.

Como los aluviones de estos ríos anteriores, los de sus tributarios secundarios, en general los fondos de vaguada, están constituidos por aluviones de poco espesor (potencia inferior a 1 m) y escaso transporte fluvial arenas limos y cantos de caliza y arenisca, subangulosos y subredondeados. Los depósitos de fondos de valle de el límite meridional subbético (río Corbones y vaguadas asociadas) tienen espesores moderados (0,4 a 1 m) y están compuestos por limos arenosos y arcillosos de estructura aparentemente masiva y color gris oscuro que, cuando están húmedos, se muestran bastante plásticos.

Más próximos al río Guadalquivir, la granulometría de los depósitos de estos cauces secundarios aumenta ya que proceden de la erosión de las terrazas del mismo. Tienen poco espesor (inferior a 1 m) y están compuestos por arenas heterométricas con muy poca o ninguna matriz arcillosa, de color gris marronaceo oscuro y composición litarenítica o cuarcítica. Son frecuentes las pasadas de gravas heterométricas que incluyen cantos.

Todos estos depósitos se asocian en general con los episodios más recientes en la evolución de la red de drenaje, por lo que se les asigna una edad Holoceno.

#### *2.5.4.1.10.- Arenas, conglomerados y limos. Conos de deyección. Pleistoceno superior-Holoceno (133)*

Aparecen sobre todo en el Guadalquivir y en algún otro tributario principal, siendo la consecuencia natural de los numerosos barrancos y cursos secundarios de la red fluvial relacionada con esos ríos y que vierte en él y en éstos. Son conos de aluviones muy planos y de dimensiones variables, generalmente deca-hectométricas. A veces forman sistemas de conos coalescentes más o menos desarrollados que orlan algunas terrazas del valle del Guadalquivir. Éstos y casi todos los demás, son casi exclusivamente margosos, pues proceden de barrancos y pequeños torrentes de escaso recorrido y son la causa, por redistribución fluvial, del tapiz margoso que suele cubrir algunas terrazas o aluviones. Ocasionalmente pueden presentar gravas procedentes del desmantelamiento de las terrazas.

#### *2.5.4.1.11.- Escombreras. Acumulaciones antrópicas. Holoceno/Actual (134)*

En esta unidad se han incluido los rellenos artificiales de origen diverso, materiales heterogéneos acumulados mediante la actividad antrópica y por tanto de edad muy reciente, pero siempre difícilmente representables a la escala considerada. Por su significado, se han señalado las escombreras del cerro del Hierro.

### 3. PETROLOGÍA ÍGNEA

#### 3.1. ROCAS VOLCÁNICAS

##### 3.1.1. Zona de Ossa-Morena

###### 3.1.1.1. Vulcanismo Cámbrico

El vulcanismo cámbrico muy desarrollado al S del Antiforme Olivenza-Monesterio, ha sido estudiado, en este sector y en la vecina Portugal por diversos autores.

Sagredo y Peinado (1992) dividen este vulcanismo, tanto en España como en Portugal en dos grupos, correspondientes al Cámbrico inferior y medio, respectivamente. Señalan que el magmatismo se desarrolló en un ámbito de intraplaca, o sea, en un margen pasivo afectado por una tectónica extensional, y que el vulcanismo asociado fue esencialmente submarino.

Para Giese y Buhn (1993), el primer vulcanismo sería ácido, eminentemente explosivo en ambiente subaéreo a marino somero, mientras que las rocas básicas, efusivas, existirían en ambiente submarino. Para ellos, de N a S las riolitas peralcalinas pasan a riolitas y basaltos alcalinos y a basaltos de tipo MORB.

Sánchez García *et al.* (2003, 2008, 2008b, 2010) citan dos episodios volcánicos en el Cámbrico inferior de la Zona de Ossa-Morena, uno situado por debajo y otro por encima de los carbonatos, que alcanzaría al Cámbrico medio, denominados Evento Ígneo Temprano y Evento Ígneo Principal, respectivamente.

El Evento Ígneo Temprano, de carácter peralumínico, es relacionado por Sánchez García *et al.* (2008) con un estadio temprano del *rifting* Cámbrico, caracterizado por un evento tectónico extensional acompañado de un intenso calentamiento de una corteza continental adelgazada.

En el área de la Hoja está únicamente representado por el Porfiroide de Bodonal, constituido por vulcanitas y rocas vulcanoclásticas riolíticas.

El Evento Ígneo Principal se caracteriza por una asociación bimodal, característica típica de magmatismo asociado a procesos de *rifting* continental (Sánchez García *et al.*, 2008b), que evoluciona hacia el Cámbrico medio a dorsal oceánica.

En la Hoja de Córdoba; únicamente un pequeño afloramiento del Vulcanosedimentario de Aracena (51a) y algunas intercalaciones de vulcanitas en la Serie del Huéznar (62), Alternancias de Cumbres (65) y Capas de Benalija (71) están presentes.

#### 3.1.1.1.1. *Porfiroide de Bodonal*

La Sucesión de Bodonal es un conjunto de rocas volcánicas, vulcanoclásticas (piroclásticas y epiclásticas), pórfidos riolíticos, riolitas, dacitas, tobas cristalinas y brechas que aflora a lo largo del flanco sur de la antiforma de Monesterio.

Los materiales más característicos corresponden a tobas cristalinas y cineritas.

Los denominados como “Porfiroides” en la literatura, son tobas cristalinas, que tienen un aspecto gneísico en las que se reconocen cristales a veces de varios centímetros de cuarzo y feldespato en una matriz de grano muy fino y colores claros o rosados. La mineralogía puede variar desde términos casi monominerálicos (tobas de feldespato potásico o tobas cuarcíticas) hasta rocas con diferentes minerales y fragmentos de rocas.

Al microscopio, las tobas cristalinas muestran textura blastoporfídica a gneísica con fenocristales milimétricos de cuarzo y feldespatos, con evidencias de su origen volcánico, en una mesostasis cuarzosericítica de grano fino (Apraiz *et al.*, en prensa).

#### 3.1.1.1.2. *Vulcanitas básicas de la Serie del Huéznar*

Se trata de cineritas y tobas de colores blanquecinos o verdosos. Apraiz *et al.* (1999c) citan la existencia de espilitas con estructuras de *pillow-lavas* a techo, correspondientes a rocas muy evolucionadas, estando empobrecidas en CaO y con elevados contenidos en TiO<sub>2</sub>. Muestran tendencia alcalina. Los anteriores autores citan la existencia de similitudes químicas con los basaltos de intraplaca.

Al microscopio están compuestas por plagioclasa, feldespato, cuarzo y proporciones variables de micas, que definen una textura granoblástica a blastoporfídica. En zonas más metamórficas contienen plagioclasa, anfíbol, biotita y cuarzo con texturas porfidoblásticas a granonematoblásticas. Como accesorios se reconocen epidota, esfena, circón y opacos. Asociados espacialmente a las vulcanitas aparecen numerosos diques, sills o pequeños cuerpos básicos de escasa continuidad lateral, que corresponden a metabasitas constituidas por anfíbol, plagioclasa y opacos con texturas subofíticas (Apraiz *et al.*, en prensa).

#### 3.1.1.1.3. *Vulcanitas de las Alternancias de Cumbres*

Se trata de un conjunto volcánico bimodal (77) que incluye materiales ignimbríticos de tendencia alcalina y espilitas



En el primer conjunto se reconocen pequeños fragmentos lávicos soldados. Al microscopio tienen una textura microcristalina fluidal en la que se diferencian clastos formados por un intercrecimiento granoblástico de cuarzo y plagioclasa incluidos en una matriz microcristalina constituida principalmente por cuarzo, plagioclasa sódica, sericita y clorita. En proporciones accesorias contienen circón, turmalina y una gran abundancia de opacos (pirita, calcopirita, etc.) (Apraiz *et al.*, en prensa).

Las espilitas corresponden a materiales de tonos verdosos con numerosas vacuolas que, en ocasiones, muestran estructuras redondeadas tipo *pillow*, coladas, brechas etc. Al microscopio muestran una textura microlítica, a veces porfídica, definida por pequeños cristales de plagioclasa albítica (<1 mm) en una matriz de clorita, esfena, calcita y opacos. Contienen abundantes vacuolas rellenas de clorita, calcita o cuarzo.

### 3.1.1.2. Metabasitas de El Cubito

Son cuerpos de rocas volcánicas básicas, de espesores decamétricos a hectométricos y extensiones a veces plurikilométricas, intercalados en los esquistos de la Fm El Cubito.

Según Apalategui *et al.* (1984), en su mayor parte se trata de diabasas y lavas, aunque las tobas también están representadas. También se han citado metamicrodioritas y metadacitas (Bard, 1969).

Al microscopio las diabasas y/o lavas, muestran texturas de granonematoblástica a porfídica-holocristalina. Están formadas por plagioclasa, anfíboles y en ocasiones clinopiroxeno en una matriz microcristalina rica en plagioclasa, que contiene también clorita, esfena y opacos y en ocasiones abundante epidota de gran tamaño. La textura es blastoporfídica a granonematoblástica. Su mineralogía principal está constituida por plagioclasa (oligoclasa-andesina), ± clinopiroxeno, anfíbol (a menudo retrogradado a clorita + epidota con bordes de tremolita) y en ocasiones abundante epidota. En proporciones accesorias epidota, clorita, feldespato potásico, esfena, leucóxeno, apatito, circón, carbonatos y óxidos de hierro (Apalategui *et al.*, 1984). La clorita se presenta a veces como mineral secundario muy abundante.

En el cuerpo de rocas básicas, con mayor extensión cartográfica, el grado de alteración que se detecta al microscopio es muy importante y continuo, con aparición de zoisita y moscovita, a partir de la plagioclasa y anfíbol, y clorita a partir del piroxeno.

Aparecen igualmente escasos cristales de olivino alterados a antigorita y hematites (Apraiz *et al.*, en prensa).

Las tobas, de carácter básico a intermedio, son rocas verdosas, foliadas, que al microscopio están constituidas principalmente por clorita, plagioclasa, cuarzo, anfíbol, epidota y en ocasiones calcita. En proporciones accesorias contienen opacos, esfena, apatito y a veces calcita.

### 3.1.1.3. Complejo Volcánico de La Campana. Eje Magmático Villaviciosa-La Coronada

El vulcanismo de esta unidad ha sido encuadrado por Delgado-Quesada *et al.* (1985) en el Ciclo o Episodio 1, dentro de la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada idea que se ha seguido por los trabajos posteriores (Martínez Poyatos, 1997), aunque Pascual y Pérez-Lorente (1987) opinan que las rocas volcánicas carboníferas de este complejo y de otras unidades correlacionables deben ser consideradas aparte de la Alineación, cuyos elementos característicos son cuerpos plutónicos y subvolcánicos.

Al conjunto constituido por las andesitas de La Campana, pórfidos de Nava Serrano y las dacitas de Ceperuela, se le ha denominado Complejo Volcánico de La Campana por Garrote y Sánchez Carretero (1983) y Delgado Quesada *et al.* (1985).

El Complejo Volcánico de La Campana constituye la primera actividad ígnea de la Alineación Magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada (Sánchez Carretero *et al.*, 1989b).

Las **andesitas** son rocas lávicas, de coloración verdosa a oscura de textura porfídica compuestas por fenocristales milimétricos (de unos 2 mm) de plagioclasa, hornblenda y augita en una matriz micro-criptocristalina, a veces microlítica fluidal, compuesta por plagiadas, gránulos de augita y productos cloríticos. En proporciones accesorias contienen cuarzo, apatito, esfena y menas metálicas (Sánchez Carretero *et al.*, 1989b). Los minerales de alteración son: epidota, anfíbol fibroso, clorita, sericita, calcita y cuarzo. Minerales tales como piritita, calcopiritita, biotita, feldespato-K y albita, aparecen de forma local y en relación con fracturas mineralizadas con piritita y calcopiritita (alteración hidrotermal) (Roldán *et al.*, en prensa a). Su potencia debió ser, según Roldán *et al.* (en prensa a), de varios centenares de metros, observándose en

algunos puntos, contactos intrusivos correspondientes a su inyección como diques en el substrato carbonífero.

Los **Pórfidos cuarzomonzodioríticos de Nava Serrano** afloran en estrecha relación espacial con las andesitas. En algún caso sus contactos pueden ser intrusivos sobre las pizarras carboníferas.

Al microscopio se reconocen fenocristales milimétricos de plagioclasa (oligoclasa-andesina), hornblenda, augita y en menor proporción biotita; en una matriz de grano fino y compuesta por los mismos minerales que forman los fenocristales, junto con cantidades variables de feldespato-K y cuarzo. Como minerales accesorios se observan circón, apatito y menas metálicas (Sánchez Carretero *et al.*, 1989b). Los minerales de alteración son: clorita, epidota, calcita, cuarzo, esfena, anfíbol fibroso y productos micáceo- arcillosos (Roldán *et al.*, en prensa a).

Las **vulcanitas ácidas de Ceperuela**, constituyen un pequeño afloramiento al oeste del cerro de La Campana (límite norte de la Hoja), que representa la terminación meridional de una colada de unos 4 Km<sup>2</sup>.

Al microscopio se diferencian de las andesitas por la presencia de fenocristales idiomorfos de cuarzo con bordes corroídos, que localmente desarrollan golfos de corrosión, por la ausencia de piroxeno y por la abundancia de biotita (Apalategui *et al.*, 1985b).

La plagioclasa (oligoclasa) se presenta como fenocristales idiomorfos milimétricos, y como pequeños cristales formando parte de la matriz microcristalina, junto con cuarzo, feldespato-K, máficos y óxidos de hierro. Los máficos corresponden a biotita y anfíbol (hornblenda), casi siempre alterados a clorita, junto con epidota y esfena como subproductos de alteración (Roldán *et al.*, en prensa a).

#### 3.1.1.4. Rocas volcánicas intermedias a básicas del Culm del Guadiato

En la mitad inferior de la sucesión del Culm del Guadiato, aparecen algunas intercalaciones de orden métrico de calizas gris-oscuras de grano fino, con laminaciones, y coladas de rocas volcánicas básicas espilitizadas de espesor métrico a decamétrico (99) (hoja de Pozoblanco). Se presentan como coladas interestratificadas con los sedimentos lutíticos-areníticos o bien como cuerpos subvolcánicos intruyendo a los sedimentos. La mayor parte de estas rocas son de composición andesítica a dacítica

y, más raramente, como diques o sills basálticos o diabásicos (Roldán *et al.*, en prensa b). Son rocas microporfídicas con fenocristales milimétricos ( $\leq 3-4$  mm) de feldespatos y biotitas en una matriz afanítica o microcristalina de tonos grises a rosados.

Al microscopio se reconoce la siguiente mineralogía para las andesitas-dacitas: plagioclasa, biotita (cloritizada) y, ocasionalmente en las dacitas, feldespato-k, como fenocristales; y en la matriz: plagioclasa, clorita  $\pm$  feldespato potásico  $\pm$  cuarzo  $\pm$  epidota  $\pm$  sericita, apatito  $\pm$  calcita, opacos, circón, restos de anfíbol y óxidos de Fe. Como minerales de origen secundario se encuentran: cuarzo, epidota, clorita, sericita y calcita (Roldán *et al.*, en prensa b).

La textura más representada es porfídica, con una matriz criptocristalina a microcristalina, con vacuolas o venillas rellenas de cuarzo, epidota y calcita en crecimientos concéntricos. Existen también texturas vulcanoclásticas formadas por fragmentos milimétricos a centimétricos de lavas de diferentes texturas, pertenecientes a rocas piroclásticas generadas durante la emisión de lava.

Roldán *et al.* (en prensa b) citan también niveles de conglomerados epiclásticos constituidos por fragmentos de distintas rocas volcánicas, así como de cuarzo y feldespato.

Este tipo de conglomerados epiclásticos sugiere a los citados autores, la emersión subaérea (al menos parcial) de los edificios volcánicos, siendo erosionados y redistribuidos por las aguas marinas de la cuenca.

Existe un paralelismo entre este vulcanismo y el del Complejo de La Campana, que muestra tipos litológicos similares (andesitas de La Campana y dacitas de Ceperuela), tanto en su mineralogía y alteraciones como en aspectos texturales; si bien la edad del vulcanismo del Culm del Guadiato sería Viseense medio-superior (Dlochee y Simon, 1979), mientras que el carbonífero de la cuenca de Benajafe sería Tournaisiense superior a Viseense medio-superior.

Otra litología volcánica corresponde a cuerpos tabulares aflorantes al sur de Cerro Muriano. Se trata de diabasas de textura intergranular a intersertal de grano fino compuestas por plagioclasa, clinopiroxeno y anfíbol, junto con otros minerales minoritarios o de alteración, tales como esfena, clorita, epidota, apatito,  $\pm$  cuarzo y  $\pm$  feldespato-K. La presencia de diques de diabasa tardíos asociados a la actividad magmática carbonífera, es bastante frecuente en el sector medio-oriental de Sierra Morena (Roldán *et al.*, en prensa b).

## 3.2. ROCAS PLUTÓNICAS PRE-VARISCAS

### 3.2.1. Granodiorita (1). Macizo de Vallehondo

El Granito de Vallehondo (1) se sitúa en la esquina suroriental de la hoja de Constantina (920), continuándose por la hoja de Ventas Quemadas (941). Sus contactos son tectónicos, el septentrional es la falla de Constantina y el meridional es una falla inversa que lo superpone sobre materiales del paleozoico medio. Está constituido por rocas de grano medio a fino, aspecto sacaroideo y color marrón amarillento con tonos blancos, marrones o rojizos. Pueden incluirse con un número importante de pequeños stocks que salpican la antiformal de Monesterio como los de Calera, Tablada, Los Remedios etc. y que han sido denominados como granitos albiticos cataclásticos (Fernández Carrasco *et al.*, 1981). Muestran afloramientos elongados paralelamente a la estructura regional y pueden presentar zonas fuertemente deformadas o milonitizadas. Suelen estar acompañados de cantidades subordinadas de rocas básicas microgranudas, aunque en ocasiones pueden ser dominantes.

En las proximidades de la falla que limita por el sur dicho granito, la roca está muy rota y fracturada (Roldán *et al.*, en prensa).

Al microscopio estas rocas presentan textura granular hipidiomorfa, en ocasiones también porfiroide o cataclástica definida por cristales milimétricos equigranulares de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa sódica, biotita y en algunas muestras hornblenda. Como accesorios se reconocen opacos, circón, allanita, esfena, fluorita y apatito. Además puede aparecer una variada gama de minerales secundarios asociados a procesos de alteración y/o deformación (sericita, clorita, moscovita, epidota, y en ocasiones esfena, calcita y óxidos de Fe). En las zonas más deformadas se pueden desarrollar estructuras de tipo S/C, milonitas etc. (Matas *et al.*, en prensa; Roldán *et al.*, en prensa).

En algunos casos presentan fenocristales de plagioclasa zonada. El cuarzo tiene extinción ondulante e indicios de recristalización o blastésis. También se observa deformación de micas y plagioclasa, lo que indicaría que estas rocas han sufrido una etapa de deformación, que por lo general no llega a ser penetrativa, y en todo caso en condiciones de bajo grado (Roldán *et al.*, en prensa).

Pueden estar acompañados de un cortejo filoniano en el que predominan diques riolíticos que presentan claras semejanzas con las rocas volcánicas del Proterozoico terminal.

Las muestras son clasificadas como granodioritas (a veces porfiroides), tonalitas o granitos cataclásticos; estos últimos más frecuentes en los bordes de los cuerpos intrusivos (Roldán *et al.*, en prensa).

No se conoce la edad de estos granitos; el único dato cierto es que deben ser posteriores a la Sucesión Montemolín, sin que se pueda precisar por el momento si es un granito Precámbrico o Varisco. En contextos similares se reconocen granitos y granodioritas de origen anatético, autóctonos (Granodiorita de Monesterio) o paraautóctonos (Granito de Pallarés), petrográficamente, muy parecidas a la granodiorita en cuestión, y que han arrojado edades U/Pb comprendidas entre 520 y 530 Ma.

### **3.2.2. Granodiorita de anatexia (2) y leucogranitos cordieríticos (3). Macizo de Lora del Río**

La granodiorita aflora en el centro del núcleo metamórfico y muestra contacto gradual con las migmatitas. Está constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, moscovita, cordierita, sillimanita y granate. En proporciones accesorias contiene circón, esfena, opacos y más escasos monacita y rutilo. Los minerales secundarios son clorita y sericita (Ordóñez Casado, 1998).

Ordóñez Casado (1998) obtiene una datación de una granodiorita anatética nebulítica mediante U/Pb SHRIMP de  $600 \pm 13$  Ma, a la que considera la edad del protolito. Existen datos de 340 Ma, que esta autora considera que son debidos a dominios parcialmente reseteados debidos probablemente a condiciones de metamorfismo regional de alto grado en el área que reflejan algún tipo de fusión parcial (migmatización).

Según Apraiz y Eguíluz (2002) la primera fase de deformación (contractiva: Cabalgamiento de Monesterio) ocurrió a 370-380 Ma (Dallmeyer y Quesada, 1992). La segunda etapa deformativa supone una relajación térmica y recristalización en las partes más profundas del Domo de Lora, que cesó con el comienzo del despegue extensional y rápida exhumación del domo metamórfico. La edad U/Pb de esta extensión es de 340 Ma (Ordóñez Casado, 1998). Un tercer evento de régimen de transpresión generalizado se da durante el carbonífero inferior.

En la hoja 941 (Ventas Quemadas), según Apraiz *et al.* (en prensa) tanto estas granodioritas (2), como los leucogranitos cordieríticos asociados a ellas (3), se incluyen

en Granitoides Anatéticos Variscos, si bien, recalcan la posibilidad de que se engloben rocas magmáticas pertenecientes a ciclos orogénicos diferentes. Los gneises granitizados heterogéneos con abundantes enclaves restíticos sobre el que se ha realizado la datación, se ha relacionado con el proceso antiguo. Este granitoide, que aparece en las zonas más profundas del núcleo, ha sido posteriormente afectado por el metamorfismo varisco que reequilibra buena parte de las asociaciones minerales y estructuras presentes en el NMLR.

Sánchez García *et al.* (2003), incluye a las granodioritas anatéticas del Domo de Lora en un conjunto de granitos de anatexia autóctonos/paraautóctonos, formados por fusión parcial de protolitos metasedimentarios en ambiente de la corteza media/superior coetáneo con el desarrollo de *core-complex*, en el que incluye también a los complejos migmatíticos de Monesterio, Mina Afortunada y Valungo, a los que relaciona con un evento de Rift temprano de edad entre 520 y 530 Ma (Cámbrico inferior)

### **3.2.3. Ortogneis granodiorítico (41)**

Asociados a los términos más bajos de la Serie Negra, en la Hoja de Palma del Río, afloran unos cuerpos de ortogneises. Tienen textura esquistosa gneísica a blastoporfídica. Como minerales principales contienen: cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico; acompañados en ocasiones de biotita, clorita, epidota y a veces de esfena. Entre los accesorios destacan opacos, apatito, circón y esfena; y entre los secundarios calcita, óxidos, sericita, clorita, moscovita y epidota. Generalmente estas rocas son clasificadas al microscopio como ortogneises granítico-tonalíticos, a veces biotíticos o anfibólicos. El protolito parecen ser granitos, pórfidos dacíticos, o incluso rocas volcánicas de esta composición (Roldán *et al.*, en prensa).

En el afloramiento situado al NE de La Puebla de los Infantes, en ambos márgenes del río Retortillo, existen afloramientos irregulares de rocas granudas (granito plagioclásico con alteración hidrotermal), que no presentan deformación apreciable. Estas rocas se han interpretado por Roldán *et al.* (en prensa) como partes del protolito del ortogneis, que se han preservado de la deformación.

La relación espacial que existe entre estos ortogneises y la Sucesión Montemolín de la Serie Negra (30, 31). Así como el carácter volcánico y/o subvolcánico de estas rocas, sugiere, para estos autores, que este conjunto representa un antiguo complejo

efusivo-subvolcánico relacionado bien con la Orogenia Cadomiense o con un proceso extensional más antiguo.

La posibilidad de que se tratara de un antiguo complejo anatético, ha sido descartada, ya que no se han reconocido paragénesis metamórficas de alto grado en los materiales encajantes de la Sucesión Montemolín.

#### **3.2.4. Granito biotítico de grano grueso tectonizado (5) y granitos leucocráticos (4, 6). Macizo del Garrotal**

Se trata de macizos autóctonos o con aloctonía moderada emplazados en los materiales de la Serie Negra. Son correlacionables con la granodiorita de Monesterio y definen una alineación de más de 200 Km en el núcleo de la antiforma de Monesterio. Algunas de estas rocas han sido datadas y se han encontrado edades del orden de 530 Ma

Se trata de granitoides inhomogéneos entre los que se pueden reconocer granodioritas biotíticas variablemente porfídicas (5) y leucogranitos de diverso tipo (4,6). Además incluyen un elevado número de enclaves metasedimentarios y restos de rocas anfibólicas y cuarcitas negras.

La facies más abundante es la granodiorita (5) que corresponde a una roca heterogénea, biotítica de color grisáceo o de tonos marrones en la que, con frecuencia, se reconocen cristales tabulares de plagioclasa y feldespato K de tamaño centimétrico. Presenta una acusada tectonización o una foliación de desarrollo desigual, pero que frecuentemente se dispone muy tendida y que le confiere localmente un aspecto gneísico (Apraiz *et al.*, en prensa).

Al microscopio muestran una textura granuda con cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita como minerales esenciales, y moscovita, apatito, opacos, circón, allanita esfena y anfíbol, así como sillimanita y granate, como accesorios (Apraiz *et al.*, 1999b, en prensa). Son frecuentes las texturas mirmekíticas y evidencias de deformación que llegan al desarrollo de milonitas en los casos extremos. En muchos casos presentan una acusada alteración que da lugar a la neoformación de clorita, sericita, moscovita, epidota, óxidos, etc.

Los leucogranitos (4,6) incluyen diversos tipos petrográficos ricos en moscovita y feldespatos cuyas texturas varían de aplíticas a pegmatíticas. Del mismo modo, las relaciones con las rocas dominantes también varían pudiendo reconocerse desde



pequeños cuerpos diferenciados a diques aplíticos, aunque la deformación complica la observación de las relaciones originales.

Pese a que el macizo de Garrotal presenta contactos tectónicos, en el sector de la central del Pintado puede observarse la transición de esta roca a las migmatitas encajantes (Apraiz *et al.*, en prensa).

Estos macizos tienen evoluciones geoquímicas de tipo calcoalcalino y según Apraiz *et al.* (en prensa) proceden de la anatexia de materiales del tipo Serie Negra en condiciones de metamorfismo de presiones bajas.

### **3.2.5. Gabros (7). Cazalla, Sierra de León**

Afloran en el flanco sur del Antiforme de Olivenza-Monesterio, donde se trata de unos cuerpos gábricos- dioríticos que se extienden en una alineación E-O; y en el sector NO de la Hoja, en el flanco norte, donde se trata de un macizo de dirección NO-SE (macizo de Cazalla), además de unos pequeños afloramientos en la Rivera del Huéznar. Presentan contactos intrusivos.

Se trata de rocas granudas de coloración oscura, verdosa y disyunción en bolas, de grano medio a fino, generalmente, bastante heterogéneas, que se asocian a niveles de anfíbolitas y otras rocas volcánicas básicas, y a niveles de carbonatos transformados en rocas de silicatos cálcicos. En las proximidades de estos cuerpos es fácil observar mármoles jaspeados con niveles oscuros debido a la presencia de anfíboles (Roldán *et al.*, en prensa).

Los cuerpos intrusivos se han clasificado como metagabros, y muestran texturas de granudas a ofíticas o porfídicas. Están formados por: plagioclasa cálcicas tabulares con proporciones variables de piroxenos intensamente transformado a un anfíbol tipo hornblenda como minerales principales. En proporciones subordinadas se encuentra epidota, carbonato, clorita, esfena y opacos. La actinolita, zoisita y pistacita son minerales secundarios (Matas *et al.*, en prensa). La roca presenta una alteración generalizada con transformación de piroxeno a anfíbol y de plagioclasa a epidota, probablemente relacionada con un proceso metamórfico de medio-bajo grado (según Roldán *et al.*, en prensa).

Ocasionan metamorfismo de contacto en el encajante, aunque de las aureolas son de dimensiones reducidas.

Estos cuerpos, por su intensa relación espacial y composicional con materiales cámbricos, se interpretan como un magmatismo anorogénico, ligado al proceso extensivo del paleozoico inferior (Cámbrico- Ordovícico inferior) que caracteriza la ZOM.

Se corresponden con todo un conjunto de afloramientos fragmentarios, pero que en conjunto definen una alineación casi continua entre El Pedroso y el Guadalquivir. A escala regional son equivalentes y posiblemente la prolongación de las masas de gabros de Fregenal de la Sierra, Jerez de los Caballeros y los de Elvas, etc., en Portugal. Estos gabros se encuentran alargados paralelamente a la estructura y variablemente deformados. Se encuentran estrechamente relacionados con los carbonatos cámbricos, de manera que en muchas ocasiones aparece una mezcla caótica de rocas básicas y carbonatos imposibles de diferenciar en cartografía como ocurre en el sector de El Pedroso (Matas *et al.*, en prensa).

### 3.3. ROCAS PLUTÓNICAS VARISCAS

#### **3.3.1. Granitos, monzogranitos y granodioritas (8). Granitoides de tendencia trondhjémítica (Zona Surportuguesa)**

Bajo este epígrafe se encuentran una serie de granitoides con una gran variabilidad textural y composicional, pero que en su conjunto son muy repetitivas y son propias de una asociación plutónico-subvolcánica de carácter trondhjémítico. Han sido denominados como plagiogranitos en sentido amplio por Bellido *et al.* (2010).

Se trata de un pequeño afloramiento de granitoides de la Zona Surportuguesa situado en el borde occidental de la Hoja al oeste de la Cuenca del Viar.

Forma parte de una alineación de dirección NO-SE, con una longitud de más de 30 Km, denominada Batolito de la Sierra Norte (BSN).

En la vecina hoja 200.000 de Sevilla-Puebla de Guzmán, presentan un contacto intrusivo, sobre materiales metamórficos formados por una alternancia de pizarras y cuarcitas (Grupo P-Q), desarrollando una banda estrecha de metamorfismo de contacto con cordierita, andalucita, biotita.

Está representado principalmente por un granitoide de grano medio, con biotita y anfíbol, y con fenocristales de cuarzo. Aflora en bolos de tamaño métrico con formas angulosas a redondeadas. En fresco tienen un color gris claro a blanquecino y cuando están alterados ligeramente muestran un color beige amarillento (Díez Montes *et al.*,

1999; Bellido *et al.*, 2010). Muestra una textura hipidiomorfa. Dentro de la mesostasis el cuarzo tiene un tamaño de grano de 2 a 5 mm, subidiomorfo a redondeado, con golfos de corrosión. Los feldespatos se muestran con hábitos subidiomorfos. Dentro de los máficos, tanto la biotita como el anfíbol, se encuentran en agregados, donde los cristales muestran secciones subidiomorfas hexagonales y son finos. Los fenocristales de cuarzo suelen tener un tamaño de 10 mm de diámetro, tiene hábito subidiomorfo a redondeado, con golfos de corrosión. Estos cristales de gran tamaño muestran una orla (de unos 2 mm) de feldespato, donde se desarrolla una textura micrográfica o granofírica.

Al microscopio, se observan texturas holocristalinas, inequigranular de grano medio a grueso y microporfídica. La textura microporfídica viene marcada por la presencia de microfenocristales de cuarzo y de plagioclasa. Los minerales principales son cuarzo, plagioclasa, biotita, anfíbol y feldespato potásico. Este último mineral, en algunas láminas delgadas puede llegar a ser accesorio. Entre los minerales accesorios se encuentran opacos (ilmenita, magnetita), apatito acicular, circón, allanita, esfena. Como minerales secundarios se encuentran clorita, esfena, sericita, epidota-zoisita-clinozoisita, carbonatos, prehnita, minerales opacos (ilmenita) (Apraiz *et al.*, en prensa).

El feldespato potásico es escaso, llegando a faltar en algunas muestras, por lo que se clasificarían como una tonalita dentro del triángulo QAP de Streckeissen (1976). Es de carácter intersticial, con hábito anhedral y puede presentar pertitas de tipo *film*, también se observan cristales intersticiales, con macla de microclina no pertíticos.

El cuarzo se presenta en cristales de hábito subhedral, principalmente, aunque puede variar desde anhedral a euhedral. Los cristales suelen ser monocristalinos con extinción normal o bien presentan extinción ondulante con tendencia a formar subgranos. En general, tiene inclusiones de apatito acicular. Los fenocristales de cuarzo tienen hábito subhedral a subredondeado, con tamaños que pueden superar los 10 mm. Estos fenocristales de cuarzo suelen tener coronas de intercrecimientos micrográfico-granofíricos. En general, tienen una textura muy característica al incluir a cristales de plagioclasa euhedrales, y de forma ocasional a biotita.

La plagioclasa se presenta en cristales de hábito subhedral a euhedral, con un tamaño de grano medio. Tiene macla polisintética con zonación concéntrica, los núcleos tienen un contenido en Anortita entre An 60-40 y suelen estar muy alterados, y en los bordes, el contenido en Anortita oscila entre An 20-10. Los fenocristales de plagioclasa muestran hábito subhedral, con tamaños de 10-12 mm, tienen macla polisintética con zonación concéntrica.

La biotita se presenta en cristales aislados o en agregados, con tamaño de grano fino a medio. Tiene hábito anhedral a subhedral, con un pleocroismo que varía desde marrón a pardo amarillento. Tiene inclusiones de minerales opacos, apatito acicular y de circón, estos últimos desarrollan halos pleocroicos.

El anfíbol primario es hornblenda, se encuentra, principalmente, en agregados con hábito anhedral a subhedral. Presenta un pleocroismo de verde oscuro a verde amarillento, aunque hay secciones que presentan un pleocroismo que varía de castaño rojo a castaño pálido. Presenta procesos de retrogradación hacia un anfíbol actinolítico más biotita, creando orlas alrededor de los cristales de hornblenda.

La allanita, se presenta en cristales de hábito subhedral, con zonación concéntrica y muestra procesos de alteración en los bordes hacia minerales del grupo de la epidota.

El apatito siempre se presenta con hábito acicular e incluido en los minerales principales.

El circón tiene hábito subhedral y suele estar incluido en los minerales ferromagnesianos (biotita y anfíbol).

En cuanto a la edad de estos granitoides, Bard (1969) indica que los granitos pertenecientes al Macizo de Campofrío del BSN (en la vecina Hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán) tendrían una edad ante-Estefaniense.

En este mismo cuerpo se ha realizado una datación absoluta, en circones, por el método U/Pb que indica una edad de cristalización de  $354.4 \pm 5/-4$  Ma (Dunning *et al.*, 2002). Por otra parte, por este mismo método Barrie *et al.* (2002) obtuvieron una edad de  $346,23 \pm 0,81$  Ma para una tonalita cercana a Campofrío. Estas edades sitúan la intrusión del BSN en el Tournaisiense.

### **3.3.2. Cuarzodioritas y gabros (9). Macizo del Castillo de las Guardas (Zona Surportuguesa)**

Estas rocas afloran en un pequeño afloramiento situado en el borde occidental de la Hoja al oeste de la Cuenca del Viar y constituyen el afloramiento más oriental de rocas básicas pertenecientes al Batolito de la Sierra Norte de Sevilla (BSN), y pertenece a una gran masa de rocas básicas que forman una alineación NO-SE a E-O.

Su contacto N es intrusivo con los granitoides de tendencia trondhjemítica (8). El contacto E se encuentra recubierto por materiales pérmicos (101) de la Cuenca del Viar y, hacia el S, muestra un contacto intrusivo sobre materiales metamórficos formados por esquistos negros, cuarcitas y metagrauvas (25) de la Unidad de La Minilla.

En el campo este tipo de roca aflora en bolos bien redondeados de tamaño decimétrico a métrico. A escala de afloramiento muestran textura hipidiomorfa, con un tamaño de grano medio, aunque es muy variable, encontrándose afloramientos con un tamaño de grano medio-fino hasta muy grueso, siendo los contactos graduales o bien netos. La roca está compuesta por plagioclasa más anfíbol, ambos con hábito hipidiomorfo y muestra un color gris-azulado en fresco (Apraiz *et al.*, en prensa b). Cuando la roca muestra un tamaño de grano medio-fino, ésta tiene textura porfídica, debido a cristales de plagioclasa idiomorfos, con un tamaño de 5-10 mm.

Al microscopio se observan las texturas, holocristalina, inequigranular de grano medio-fino a muy grueso, hipidiomorfa y subofítica. Dentro de los afloramientos de grano grueso a muy grueso muestra textura ofítica. Cuando la roca tiene un tamaño de grano medio-fino se observa una textura microporfídica, marcada por la presencia de fenocristales de plagioclasa.

Los minerales principales son plagioclasa, anfíbol, piroxeno y biotita. Dentro de los minerales accesorios se encuentran opacos (magnetita, ilmenita, pirita), apatito acicular, cuarzo, epidota-zoisita. Como minerales secundarios contienen anfíbol actinolítico, clorita, sericita, epidota, zoisita-clinozoisita, esfena y calcita (Apraiz *et al.*, en prensa b).

La plagioclasa se presenta en cristales de hábito subhedral a euhedral, con macla polisintética y zonación concéntrica. La composición suele ser en la parte central de labradorita y hacia los bordes de oligoclasa. En general, suelen tener bordes anhedrales de composición más albítica.

El anfíbol primario es hornblenda. Tiene hábito anhedral a euhedral, con un pleocroismo que varía de marrón a verde hacia amarillo claro a incoloro. En su interior pueden observarse restos de clinopiroxeno. Engloba a cristales de plagioclasa, desarrollando una textura ofítica-subofítica.

El piroxeno es diópsido-augita. Muestra hábito subhedral-euhedral y no presenta pleocroismo. Puede observarse en cristales aislados o bien como restos dentro del anfíbol hornblenda. Muestra procesos de alteración (uralitización) hacia un anfíbol

fibroso, perteneciente al grupo actinolita-tremolita más minerales opacos, que desarrollan una textura *espinifex*; situándose los cristales según los planos de exfoliación del anfíbol.

La biotita se presenta sólo en aquellas rocas de composición más tonalítica, muestra hábito subhedral, con pleocroísmo que varía de marrón-rojizo a pardo amarillento.

Como minerales accesorios más característicos, se encuentran aquellos que pertenecen al grupo de la epidota (epidota, zoisita, clinozoisita), y tienen hábito subhedral.

### **3.3.3. Tonalitas y cuarzdioritas (10). Macizo de Cabrillas (Zona de Ossa-Morena)**

Constituye un macizo de unos 5 km de longitud por 1 km máximo de anchura que con una dirección NO-SE intruye a materiales detríticos y vulcanodetríticos pertenecientes al complejo vulcanosedimentario fini-precámbrico (Grupo Malcocinado) en el sector NE de la Hoja.

Se trata de una roca de composición tonalítica, color gris verdoso, grano medio y fábrica ligeramente anisótropa, que está compuesta por plagioclasa, cuarzo, anfíbol verde y feldespato-K, como minerales principales; y epidota, esfena, clorita. Calcita y sericita, como minerales de alteración (Roldán *et al.*, en prensa a).

La plagioclasa aparece afectada por una alteración compleja a epidota, sericita, clorita y a veces calcita que afecta a todos los cristales.

El cuarzo se presenta deformado y con una marcada extinción ondulante.

El máfico dominante corresponde a un anfíbol verde que aparece desflecado o formando agregados policristalinos con evidencias de ser un mineral de transformación.

La biotita es minoritaria y está alterada a clorita.

La roca es rica en esfena, relacionada con los procesos de alteración. La epidota es también un mineral frecuente y se presenta sobre las plagioclasas, en venillas o como subproducto de alteración de máficos. También existe calcita en venillas o en espacios intergranulares.

Todas estas alteraciones para Apraiz *et al.* (en prensa) están relacionadas con una etapa de deformación que afecta al conjunto de este macizo, dando lugar a una fábrica groseramente orientada.

En el borde NE de este cuerpo afloran rocas de composición granítica fuertemente leucocráticas que parecen estar en relación con una zona de fractura que sigue este contacto. Asimismo, existen rellenos de cuarzo filoniano con mineralizaciones de sulfuros.

Estos granitos muestran texturas alotriomórficas de tipo aplo- pegmatoide y granofídico, las cuales presentan una deformación dúctil-frágil con desarrollo de texturas miloníticas finamente granuladas y recristalizadas. Las mineralizaciones son posteriores al desarrollo de estas texturas y van acompañadas de brechificación frágil y relleno de venillas de cuarzo. Algunos de estos rellenos de cuarzo presentan a su vez brechificación.

La edad de este cuerpo es desconocida, aunque Apraiz *et al.* (en prensa) en base a su mineralogía, aspecto textural deformativo y a su emplazamiento en relación con la serie vulcanosedimentaria fini-precámbrica del Grupo Malcocinado, lo consideran asociado al ciclo magmático cadomiense. No obstante, la existencia en su terminación occidental próxima al contacto, de un metamorfismo de contacto de grado bajo (zona de la clorita) que desarrolla una textura granoblástica de grano fino, que borra a la fábrica previa de la roca, interpretada como varisca, nos lleva a interpretar este metamorfismo de contacto como varisco y por tanto también la intrusión de este macizo lo sería.

#### **3.3.4. Granodiorita biotítica (11), granitos y monzogranitos biotíticos (12, 13) y leucogranitos (14). Macizo de El Pedroso (Zona de Ossa-Morena)**

El macizo de El Pedroso (o El Pedroso-Ventas Quemadas) comparte características con un buen número de complejos, sitios en la antifirma de Monesterio, entre los que pueden mencionarse Burguillos del Cerro, Valencia del Ventoso, Brovales, Bazana, etc.

Se trata de rocas granudas (granitoides en sentido amplio) de grano medio a grueso. Se diferencian facies oscuras de composición gabro-diorítica, ricas en anfíboles y con piroxeno subordinado, otras mesocratas de composición dioritico-tonalítica, ricas en biotita y con proporciones variables de anfíbol, y finalmente otras más leucocratas de composición granodiorítica o granítica con grandes cristales de biotita. Además pueden existir facies minoritarias (aplitoides, leucogranitos, etc.) de desarrollo local. Con

frecuencia presentan una foliación magmática, especialmente bien desarrollada en las facies dioríticas (Apraiz *et al.*, en prensa; Matas *et al.*, en prensa).

Granodioritas (11) y monzogranitos (13) son las facies mayoritarias en este macizo.

Se trata siempre de rocas granudas de grano grueso a muy grueso y colores que van de grisáceos a rosados, en función de la composición. Desde el punto de vista del afloramiento son siempre rocas muy semejantes caracterizadas por la presencia de grandes biotitas y que sólo se diferencian por el contenido mineral, especialmente en feldespato potásico. Muestran una foliación magmática definida por la disposición orientada de las biotitas, a menudo con buzamientos muy débiles, lo que condiciona una morfología en piedras aborregadas horizontalizadas.

Tienen una textura granular subidiomorfa y están constituidas principalmente por plagioclasa, anfíbol, biotita, cuarzo y feldespato, los dos últimos intersticiales. Como accesorios se encuentran piroxeno, relicto en anfíbol, opacos, apatito, circón y esfena.

Se observan múltiples relaciones reaccionales entre distintos componentes como pasos de piroxeno a anfíbol y de este a biotita, sausrización, cloritización etc. Como resultado aparecen minerales secundarios como sericita, clorita, epidota, carbonato, anfíbol uralítico, etc.

En El Pedroso dominan la facies monzogranítica grosera (13), por lo general muy alterada, que origina una potente cubierta edáfica.

Las relaciones entre facies no son fáciles de establecer. Sobre el terreno parecen dominar los pasos transicionales. Sin embargo algunos contactos bruscos, en particular de las facies más ácidas con las intermedias, no permite descartar un cierto carácter intrusivo.

Por último, señalar que en el plutón de El Pedroso se han diferenciado asimismo un buen número de cuerpos de aplitoides y leucogranitos (14) con una geometría próxima a la de una red de diques de dirección E-O normales al alargamiento del plutón, que parecen corresponder a las facies más diferenciadas de este macizo.

Este macizo no han sido datado, pero por su similitud con los macizos datados de Burguillos del Cerro, Valencia del Ventoso y Brovales (Dallmeyer *et al.*, 1995; Casquet *et al.*, 2001; Salman, 2002; Sarrionandía, 2005; Montero *et al.*, 2000) se les puede atribuir una edad entre 335 y 340 Ma.



### 3.3.5. Gabros y noritas (15). Gabros de Los Ojuelos (Zona de Ossa-Morena)

Estas rocas afloran al norte de Santa María de Trassierra y son intrusivas en los materiales del Cámbrico inferior y medio, afectando tanto a las series detríticas (F. Villares) como carbonatadas (Fm Pedroche) a las que producen metamorfismo de contacto en grado variable. La parte norte de dicho afloramiento aparece truncada por la falla de Castro y Picón, que desarrolla sobre él una banda de trituración métrica y lleva asociado relleno hidrotermal de cuarzo junto con mineralizaciones locales de sulfuros (Roldán *et al.*, en prensa a).

Este macizo es similar a otros aflorantes más al NO, fuera de esta Hoja, conformando una alineación orientada NO-SE como parte integrante del eje magmático de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada. Estos cuerpos son conocidos geológicamente como "Complejo de Los Ojuelos-La Coronada", el cual fue definido por Delgado Quesada (1971) en los afloramientos existentes en los alrededores de estas localidades; posteriormente bajo esta denominación se han englobado otros afloramientos de rocas similares existentes más al SE, incluido el aquí descrito (Pascual y Pérez Lorente, 1975; Delgado Quesada. *et al.*, 1978; Pascual, 1981).

Estos cuerpos se caracterizan por una marcada diversidad petrográfica, mineralógica y textural, incluso a escala de afloramiento. Se trata de rocas básicas, que aparecen intruidas por granitos en pequeños apófisis o formando una apretada red de filoncillos o diques que dan lugar a estructuras brechoides (brechas de *stoping*) con importantes alteraciones. Originalmente en el Complejo de Los Ojuelos-La Coronada se englobaban tanto las litologías básicas como ácidas, si bien posteriormente se comprobó que los granitos no forman una asociación cogenética con los gabros (Pascual, 1981; Delgado Quesada *et al.*, 1985; Sánchez Carretero *et al.*, 1989 b), por lo que no deben ser considerados como parte integrante del complejo (Roldán *et al.*, en prensa a).

Los afloramientos de esta unidad existentes en esta hoja corresponden a gabros piroxénico-anfibólicos (15), así como a granodioritas (16), que serán descritas a continuación. Las relaciones entre el conjunto gábrico y granodiorítico son intrusivas, siendo estas últimas posteriores. Ambos tipos de rocas muestran abundantes xenolitos, en muchos casos cartografiables por su tamaño, de los materiales cámbricos encajantes.

Los gabros son rocas de coloración oscura, equigranulares, de grano medio a fino y aspecto isótropo; de visu se reconoce plagioclasa y máficos (anfíbol y/o piroxeno). El estudio microscópico permite identificar cristales idio-subidiomorfos de plagioclasa cálcica de composición media  $An_{50}$ , clinopiroxeno augítico en cristales limpios o como formas restíticas en relación con su transformación a anfíbol, anfíbol marrón-verdoso y opacos (titanomagnetita). Además, existen otros minerales de transformación secundaria tales como anfíbol actinolítico, epidota, esfena, zeolitas, clorita,  $\pm$  cuarzo,  $\pm$  feldespato-K, etc. La presencia de estos últimos está en estrecha relación espacial con las intrusiones graníticas, dando lugar a fenómenos de contaminación/hibridación (Roldán *et al.*, en prensa a). Otro aspecto frecuente en estas rocas es la presencia de microfracturas rellenas de minerales hidrotermales tales como epidota y zeolitas. Muestran texturas granulares hipidiomórficas, y en algunas variedades de grano fino de tipo agpaítico (caracterizada por la cristalización tardía, posterior a la plagioclasa, de los minerales ferromagnesianos).

### **3.3.6. Tonalitas y granodioritas (16). Macizo de El Rosal (Zona de Ossa-Morena)**

Se localizan al NE, E y S de Santa María de Trassierra, intruyendo a las series carbonatadas del Cámbrico inferior (Fm Pedroche, 51) y a los propios gabros anteriores (15). Producen metamorfismo de contacto en el encajante, con desarrollo en los niveles carbonatados de zonas de skarn y mineralizaciones asociadas de magnetita y sulfuros (Roldán *et al.*, en prensa a). Son consideradas también como parte integrante del Complejo de Los Ojuelos.

Fueron denominadas por Pascual (1981) como “trondhjemitas del Rosal” caracterizadas, según este autor, por presentar una plagioclasa muy sódica ( $An_{0-8}$ ).

*De visu* se trata de una roca equigranular de grano medio, color gris o rosa y fábrica isótropa, en la que se reconoce cuarzo, feldespatos y minerales máficos, fundamentalmente biotita. De forma local aparecen bolos sueltos de rocas más básicas que parecen corresponder a xenolitos gábricos arrastrados por el magma granodiorítico.

Al microscopio está constituida principalmente por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y a veces anfíbol.

La plagioclasa es el mineral dominante. Es idio-subidiomorfa, apenas está zonada y se suele alterar a productos sericíticos.

El feldespato-K se presenta en proporción variable, pudiendo casi faltar o ser accesorio, por lo que la clasificación de estas rocas varía de granodioritas a tonalitas (Roldán *et al.*, en prensa a). Es intersticial y tardío respecto de la plagioclasa y biotita.

El cuarzo es xenomorfo intersticial y aparentemente anterior al feldespato-K.

La biotita es de marcado color rojizo, pero con la alteración pasa a color verdoso (clorita), a veces forman agregados de pequeños cristales nucleados sobre placas mayores junto con minerales accesorios (opacos, apatito. etc.).

El anfíbol no está presente en todas las muestras, apareciendo en parte transformado en agregados actinolíticos de hábito fibroso.

### **3.3.7. Granito biotítico-anfibólico (17). Macizos de Peñas Pardas y Castro y Picón (Zona de Ossa-Morena)**

Se sitúa en el sector NE de la Hoja y se trata de un cuerpo de geometría tabular y estructura elipsoidal que rodea al complejo volcánico de La Campana y cuya terminación occidental está representada por los afloramientos existentes en esta Hoja, envolviendo, aunque de forma discontinua, a los restos de la cuenca carbonífera formada por pizarras (91), andesitas, traquiandesitas y pórfidos cuarzomonzodioríticos (93).

El Macizo de Peñas Pardas, toma su nombre de la vecina hoja 1:50.000 de Villaviciosa de Córdoba (901), situada al norte en el borde meridional de la hoja 1:200.000 de Pozoblanco, donde alcanza su mayor desarrollo, dando lugar a los mayores relieves de la misma, como el cerro de Peñas Pardas del que toma su nombre.

Por sus características petrográficas, texturales, geoquímicas y de emplazamiento superficial, responde a un tipo granítico similar al de Castro y Picón y al de Los Arenales.

*De visu* resalta su intenso color rosáceo y su tamaño de grano medio a fino, el cual es función de las dimensiones del afloramiento; siendo los más reducidos de menor tamaño, llegando incluso a dar una roca microcristalina de aspecto volcánico (Roldán *et al.*, en prensa a).

Al microscopio se observan texturas granulares, heterogranulares, granofídicas, micropegmatíticas, microgranulares, miarolíticas, etc., por lo que también se le conoce como granófido (Pascual, 1981) o granito granofídico de Peñas Pardas (Delgado Quesada *et al.*, 1985; Sánchez Carretero *et al.*, 1989 b). Algunos de sus afloramientos corresponden a rocas prácticamente subvolcánicas emplazadas en niveles muy

superficiales (texturas orbiculares). También existen cavidades miarolíticas con rellenos de cuarzo y feldespatos alcalinos (Roldán *et al.*, en prensa a).

Está constituido principalmente por: cuarzo (26%), feldespato alcalino (47%), plagioclasa (albita-oligoclasa, 22%) y escasa biotita. Como minerales accesorios están presentes apatito, epidota,  $\pm$  barita y  $\pm$  anfíbol; estos últimos muy localizados.

El granito biotítico de Castro y Picón aflora en la ladera norte del cerro de Castro y Picón y río Guadiato, y está afectado por la falla del mismo nombre, produciéndole brechificación y alteración generalizada de sus minerales. Muestra metamorfismo de contacto con indicios de mineralización de magnetita en los niveles cámbricos de su contacto occidental.

Se trata de una roca de color claro o rosáceo, de grano medio, compuesta por cuarzo xenomorfo intersticial, feldespato-k, xenomorfo micropertítico, plagioclasa subidiomorfa y biotita alterada a clorita; los minerales accesorios son apatito, circón, rutilo, moscovita y opacos. La mayoría de las muestras presentan deformación más o menos desarrollada, con cataclasis generalizada en bandas, extinción ondulante y granulación del cuarzo, alabeamiento de maclado de las plagioclasas, alteración generalizada de la biotita, rellenos de clorita en fracturas, etc.; todo ello relacionado con los movimientos de la falla de Castro y Picón.

### **3.3.8. Sills graníticos. Pórfidos graníticos (18)**

Se trata de tres pequeños afloramientos, de los cuales solo uno es cartografiable a esta escala, situados en la vecindad de Almodóvar del Río (al OSO de la localidad).

Al microscopio muestran una textura porfídica con matriz criptocrystalina fluidal, micrográfica, esferulítica o hipidiomórfica. Presentan fenocristales de cuarzo idiomorfos o bien con bordes redondeados y corroídos por la matriz, y más escasos de feldespato, sericitizados y/o caolinizados, englobados en una matriz compuesta por cuarzo y feldespato potásico con intercrecimiento micrográfico (Ramírez Copeiro del Villar y Crespo Zamorano, 1975).

### **3.3.9. Granito biotítico tardi-postorogénico (19). Macizo de Los Arenales**

Este macizo tiene una extensión de unos 24 km<sup>2</sup>, y geometría elipsoidal, con su eje mayor orientado N-S, extendiéndose en parte por el borde norte de esta Hoja y en

parte por la de Pozoblanco (69). Intruye sobre el límite entre la Zona Centroibérica (ZCI) y la Zona de Ossa-Morena (ZOM), de modo que en su terminación norte intruye a las Unidades Alóctonas del Dominio Obejo-Valsequillo de la ZCI y en su sector meridional lo hace sobre series de Cámbrico inferior de la ZOM, desarrollando una aureola térmica de contacto a lo largo de todo su perímetro. Así mismo, intruye sobre el extremo oriental de la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba, lo que confirma su carácter tardi-postorogénico varisco.

Su composición es la de un granito biotítico bastante homogéneo, con textura equigranular de grano medio, color rosáceo y fábrica isótropa.

Al microscopio muestra una textura holocristalina, equigranular, hipidiomórfica, de grano medio (2-4 mm) y, localmente, microgranofídica. Es característica la presencia de cavidades miarolíticas subredondeadas, como espacios vacuolares centimétricos entre la masa granítica o bien asociadas a espacios de fracturas. Los rellenos minerales que cristalizan en el interior de estas cavidades son: cuarzo, feldespatos alcalinos, biotita, clorita, hematitas, turmalina, fluorita y moscovita.

Está compuesto principalmente por cuarzo (36%), feldespatos potásicos (48%), plagioclasa (12%), biotita (3%) y localmente anfíbol, con apatito, circón, fluorita, turmalina, barita y opacos como accesorios (Sánchez Carretero *et al.*, 1989b).

El granito de Los Arenales es, desde el punto de vista petrológico y geoquímico, similar al granito de Peñas Pardas, así como a otros de su entorno, como los de Cañada del Gamo y La Cardenchoza (en la vecina hoja de Pozoblanco). Todos ellos forman parte de una estructura magmática de edad Carbonífero (Mississippiense), conocida como "alineación magmática de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada" (Delgado Quesada *et al.*, 1985; Sánchez Carretero *et al.*, 1989b). Estos granitos comparten un quimismo de tendencia alcalina, un nivel de emplazamiento epizonal somero, incluso parcialmente subvolcánico en el caso de Peñas Pardas, texturas granofídicas, variedades de grano fino, mineralizaciones de flúor y bario, etc. Estas características les asemejan a los granitos de tipo-A o granitos alcalinos anorogénicos (Sánchez Carretero *et al.*, 1989b).

En cuanto a su edad, las relaciones cartográficas indican que no sólo es posterior al Cámbrico inferior al que metamorfiza, sino que atraviesa el límite ZCI-ZOM. Por otra parte, dataciones absolutas por el método K/Ar (Deloche y Simon, 1979; Bellon *et al.*, 1979) han dado edades de  $316 \pm 16$  Ma (roca total) y  $332 \pm 17$  Ma (roca total y

biotita), respectivamente, lo que situaría a este granito entre el Viseense superior-Namuriense.

### 3.4. ROCAS FILONIANAS

#### 3.4.1. Diabasas anfibólicas (20)

Se encuentran intruyendo en el granito de El Garrotal y en el núcleo precámbrico, donde se encuentran afloramientos de anfibolitas que cortan la estructuración, siendo estos últimos, cuerpos de escasa representatividad, el mayor de los cuales alcanza el centenar de metros (Apraiz *et al.*, en prensa).

Macroscópicamente son rocas bandeadas de diversa tonalidad verdosa, tamaño de grano variable, aunque generalmente destacan cristales mayores de anfíbol y plagioclasa en bandas más gruesas, en relación a otras anfibólico-cloríticas de grano fino.

Algunas muestras han sido clasificadas al microscopio como anfibolitas clinopiroxénicas y su mineralogía principal es hornblenda, plagioclasa (saurusita) y clinopiroxeno. Como accesorios se han detectado rutilo, clinozoisita, clorita, opacos y apatito y como secundarios saurusita, clinozoisita y clorita. Su textura es cristaloblástica, xenomórfica, bandeada. Este bandeo se debe a una diferenciación en bandas de plagioclasa y clinopiroxeno, por un lado, y plagioclasa y hornblenda por otro (Apraiz *et al.*, en prensa).

#### 3.4.2. Diabasas (21)

Son rocas subvolcánicas que afloran localmente en forma de diques. En el campo se presentan en forma de afloramientos discontinuos, arrosariados, caracterizados por el color rojizo de alteración y por la disyunción esférica de la roca.

Al microscopio se observa una roca masiva, compacta, de color oscuro. Petrográficamente están constituidas por plagioclasa (subidiomorfa, sauritizeda), ± clinopiroxeno, menas metálicas, anfíbol y biotita como minerales principales; como accesorios esfena, apatito, circón, opacos y a veces cuarzo intersticial; y entre los secundarios aparecen anfíbol verde actinolítico, clorita, biotita (por transformación de piroxeno), epidota, calcita y óxidos (Matas *et al.*, en prensa; Apalategui *et al.*, en prensa; Crespo Zamorano y Ramírez Copeiro del Villar, 1975).

Las texturas predominantes son intersertales, microgranudas o intergranudas, correspondientes a microdoleritas en la mayoría de los casos, y a rocas básicas espilitizadas (basalto o diabasas), por lo general bastante alteradas, en otros (Matas *et al.*, en prensa; Apalategui *et al.*, en prensa).

### **3.4.3. Pórfidos Riolíticos y/o Graníticos (22)**

Se presentan en estrecha relación con los macizos de Peñas Pardas, Castro y Picón y Los Arenales. Su espesor varía entre milimétrico y métrico, con longitudes de hasta centenares de metros, o incluso kilométricas. Sus direcciones oscilan entre E-O y N-S, pudiendo llevar también otras direcciones (NO-SE, NE-SO) variando su buzamiento desde subhorizontal a vertical.

Al microscopio muestran dos tipos de texturas: porfídicos en matriz micro a criptocristalina y microgranudos. Localmente muestran crecimientos granofídicos, micrográficos, esferulíticos y en menor medida orientación fluidal.

Están constituidos por fenocristales de cuarzo (idiomorfos o bien con bordes redondeados y corroídos por la matriz), feldespato potásico y plagioclasa sódica, en una matriz constituida por agregados de cuarzo, feldespato potásico (con intercrecimiento micrográfico), plagioclasa sódica y biotita (a veces muy escasa) (Roldán *et al.*, en prensa a, b; Ramírez Copeiro del Villar y Crespo Zamorano, 1975).

### **3.4.4. Diques ácidos / Aplitas y pórfidos ácidos (23)**

Son rocas con afloramientos en forma de diques, generalmente en relación con fracturas tardías.

En general tienen direcciones comprendidas entre E-O y NO-SE. Los espesores son de orden métrico a decamétrico con longitudes que pueden alcanzar varios kilómetros.

Al microscopio muestran una composición semejante a la de los leucogranitos, con feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo como minerales principales; biotita y apatito como accesorios y moscovita + rutilo de alteración de la biotita.

La textura es panalotriomorfa, gráfica, de grano medio a fino, sin orientación tectónica, pero con efectos de deformación leves. Algunas muestras contienen fenocristales de feldespatos y/o micas en una matriz microcristalina, por lo que se incluirían en el término genérico de pórfidos ácidos, aunque estos tienen por lo general una composición más variada, y se localizan exclusivamente en fracturas o bandas de

fractura importantes, como en las fracturas al SE de El Pedroso, o dentro del granito de las Atalayuelas (Matas *et al.*, en prensa; Apraiz *et al.*, en prensa).

Una muestra ha sido clasificada como microgranodiorita porfídica (biotítico-hornbléndica), y otra como pórfido granodiorítico; las texturas son porfídicas, con una matriz microgranuda xenomórfica o hipidiomórfica. No se aprecian fenómenos de deformación en estas muestras, por lo que hay que interpretar el origen de estas rocas como intrusiones tardías en zonas de fracturas (Matas *et al.*, en prensa).

### **3.4.5. Diques de Cuarzo (24)**

Se han reconocido diversos filones de cuarzo de aspecto por lo general lechoso, alojados en fracturas variscas de diversas direcciones, a los que acompañan mineralizaciones diversas. Son frecuentes en relación con la falla de Castro y Picón.

Se trata de cuarzo masivo lechoso o cuarzo bandeado, a veces fracturado y brechificado por el rejuego de las fracturas, que localmente lleva mineralizaciones de sulfuros asociadas. En sus inmediaciones las rocas de caja muestran alteraciones silíceas más o menos desarrolladas (Roldán *et al.*, en prensa).

## **4. METAMORFISMO**

Las abreviaturas utilizadas en la descripción de las asociaciones minerales son las de Whitney y Evans (2010).

### **4.1. METAMORFISMO REGIONAL**

#### **4.1.1. Metamorfismo pre-Varisco**

##### **4.1.1.1. Núcleo del Antiforme Olivenza-Monesterio**

Algunos autores (Eguíluz, 1988; Apalategui *et al.*, 2007; Apraiz *et al.*, en prensa) encuentran en el sector centro-meridional del núcleo del Antiforme Olivenza-Monesterio, asociaciones metamórficas características desde muy bajo grado a grado alto con anatexia. Esta secuencia de facies se caracteriza por la presencia de andalucita, sillimanita y cordierita. Para Eguíluz (1988), esta secuencia de zonas metamórficas es representativa de un gradiente geotérmico de bajas presiones y altas temperaturas (70°C/km), que en zonas profundas daría lugar a importantes procesos de migmatización (granitoides anatéticos de Atalayuelas y El Garrotal, 5). Describen la



existencia en la Serie Negra de un episodio metamórfico asociado a una primera foliación conservada relictiva en porfiroblastos o microlitones de la principal. En el área de la Hoja 200.000 de Córdoba, estarían representadas las zonas de bajo grado de la clorita y clorita-biotita verde, en su sector NO. La asociación de mayor grado metamórfico (Sil-Kfs) solo aparece en el núcleo anatético de El Pintado (en la vecina hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán) y en sus equivalentes de Atalayuelas y Garrotal (5), semejantes al de Monesterio (Apraiz *et al.*, en prensa), en la presente Hoja.

Eguíluz y Abalos (1992) obtienen a partir de la composición de las fengitas, temperaturas de 450-520°C a presiones de 230-300Mpa.

Los mencionados autores la atribuyen a metamorfismo Cadomiense. Para ello se basan en la datación de un episodio metamórfico, como una edad de  $553 \pm 6$  Ma (40Ar/39Ar en hornblendas) de Dallmeyer y Quesada (1992) en el sector central del Antiforme de Monesterio, así como las obtenidas para la granodiorita anatética de Monesterio por Quesada *et al.* (1989).

Sin embargo, la sucesión estratigráfica de Ossa-Morena muestra que en el Cámbrico inferior-medio tuvo lugar un proceso de *rifting* con generación de abundante vulcanismo bimodal y plutonismo (Liñán y Quesada, 1990; Oliveira *et al.*, 1992; Ribeiro *et al.*, 1992; Giese y Buhn, 1993; Sánchez García *et al.*, 2003). Para Azor *et al.* (2004) en el núcleo metamórfico de Monesterio, así como en el de Valuengo (fuera de esta Hoja), el metamorfismo es sincinemático con una foliación milonítica de cizallamiento dúctil extensional, no desarrollada fuera de la banda metamórfica, que está plegada por pliegues acostados variscos.

En este ámbito de *rifting* del Cámbrico inferior-medio, es en el que se desarrollaría el metamorfismo y la deformación de cizalla extensional de los núcleos de Monesterio y Valuengo, según Azor *et al.* (2004).

Se han obtenido para el magmatismo asociado a estos núcleos metamórficos, edades algo más jóvenes que las anteriormente citadas; de  $533 \pm 8$  Ma (Ordóñez Casado, 1998),  $527^{+10}_{-7}$  Ma (Ochsner, 1993),  $510 \pm 4$  Ma (Montero *et al.*, 1999),  $495 \pm 8$  Ma (Schäfer, 1990). Todas ellas están comprendidas entre el Cámbrico inferior y el superior, por lo que podrían estar en relación con el proceso de *rifting* referido.

Sánchez García *et al.* (2003, 2008b), divide este evento de *rifting* en dos episodios: un evento ígneo temprano y un evento ígneo principal. Este metamorfismo pre-varisco y las granodioritas de anatexia de Monesterio y relacionadas, serían según

estos autores, coetáneas con los Porfiroides de Bodonal y por tanto con el evento de *rifting* temprano o evento ígneo temprano del Cámbrico inferior.

#### 4.1.1.2. Domo migmatítico de Lora del Río

Algunos autores (Ordoñez Casado, 1998; Azor *et al.*, 2004), citan la existencia de un episodio de metamorfismo de alto grado, anatético, pre-varisco, en el interior del Domo migmatítico de Lora del Río. Esta afirmación se basa en la existencia de un cuerpo de granodiorita con cordierita en el centro del Domo migmatítico que muestra contacto gradual con las migmatitas. Una muestra de granodiorita anatética constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, moscovita, cordierita, sillimanita y granate, de este cuerpo ha sido datada (Ordoñez Casado, 1998) mediante el sistema U/Pb SHRIMP sobre monocircón, indicando la presencia de dos ciclos metamórficos. El primero de ellos, tuvo lugar hace  $600 \pm 13$  Ma, que representa la edad de la granodiorita y probablemente de un episodio de migmatización asociado. El segundo ciclo datado en unos 340 Ma representaría posiblemente un proceso de migmatización durante el ciclo varisco.

Azor *et al.* (2004), sin embargo, observan una similitud entre el metamorfismo del núcleo de Lora del Río y el de los domos de Valuengo y Monesterio, por lo que proponen una posible atribución del evento de alto grado existente en el Domo de Lora del Río al episodio extensional Cambro-Ordovícico.

### 4.1.2. **Metamorfismo Varisco**

#### 4.1.2.1. Zona Surportuguesa

El metamorfismo regional en la Zona Surportuguesa es sincinemático con la deformación varisca y apenas alcanza el inicio de la facies de los esquistos verdes. La intensidad del metamorfismo aumenta, en general, suavemente hacia el N, desde el tránsito diagénesis/anquimetamorfismo hasta el inicio de la facies de los esquistos verdes (Munhá, 1983a, 1990; Abad *et al.*, 2001, 2002), coincidiendo con cambios en la intensidad de la deformación, que crece hacia el norte (Abad *et al.*, 2004).

Los únicos materiales metamórficos pertenecientes a la Zona Surportuguesa, representados en la hoja, son la Unidad de La Minilla (al SO de la cuenca del Viar) y la Fm Horta da Torre, situada al E de la misma. La Unidad de La Minilla posee unas características metamórficas distintivas.

#### 4.1.2.1.1. *Unidad de La Minilla*

Durante la realización de la vecina hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán, se puso de manifiesto la primera aparición de alta P en la ZSP, concretamente en las Unidades de La Minilla-Pajanosas y en los esquistos anfibólicos y anfibolitas de Los Ciries, dentro del Dominio del Pulo do Lobo (Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013).

En estas unidades pelítico-samíticas, aflorantes en la ZSP, y rodeadas por rocas plutónicas Variscas del Batolito de la Sierra Norte (BSN), se ha puesto de manifiesto la existencia de asociaciones de alta P en una banda de dirección ONO-ESE situada al O y E del Embalse de Cala (Unidad de Las Pajanosas). En este sector localmente se han observado asociaciones con Grt+Ph+Bt+Ab+Rt+Qz, formadas en un episodio metamórfico M1 en condiciones de  $8.7 \pm 0.4$  Kbar de P y  $388 \pm 16$  °C de T (Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013). De este episodio no hay evidencias en esta hoja.

La Unidad de La Minilla fue afectada por un episodio de metamorfismo regional de baja P/ alta T (M2) similar al desarrollado en el Dominio de Évora-Aracena de la ZOM, de intensidad muy variable, desde la zona de la clorita hasta la zona de la sillimanita, sobre el que se desarrolla un metamorfismo de contacto asociado a la intrusión de las rocas plutónicas del BSN, desarrollándose moscovita, biotita, andalucita y cordierita, principalmente (Apraiz *et al.*, en prensa b), que son los únicos eventos metamórficos de los que hay indicios en este sector de la Hoja. También se encuentran en cuarcitas recristalizadas cuarzoes poligonizados con bordes a 120°.

#### 4.1.2.2. Zonas de Ossa-Morena y Centroibérica

El metamorfismo en la mayor parte de la ZOM en la Hoja se sitúa en las zonas de bajo o muy bajo grado, con excepción del núcleo metamórfico de Lora del Río, donde aparecen rocas de grado medio y alto.

##### 4.1.2.2.1. *Flanco N y núcleo del Antiforme Olivenza-Monesterio y Dominio Obejo-Valsequillo*

Las rocas presentes en este sector de la Hoja están afectadas por un metamorfismo regional de bajo a muy bajo grado, como ha sido puesto de manifiesto por diversos autores en el mismo (Apalategui *et al.*, en prensa; Roldán *et al.*, en prensa a

y b) así como en la vecina hoja de Puebla del Maestre (898) por Apalategui *et al.* (2007).

Estos autores reconocen en este sector paragénesis con: Qz+Ser; Qz+Ser+Chl; Qz+Ms+Chl; Qz+Ser +Chl+ Bt verdosa y Qz+ Ms+ Bt en rocas detríticas.

En rocas detrítico-carbonatadas reconocen asociaciones de Cal+Chl; Cal+Ser y Cal+Bt.

Las anfibolitas de la Serie Negra muestran asociaciones con Hbl+Act±Di±Ep±Chl±Bt.

Las vulcanitas del Grupo Malcocinado muestran asociaciones con Qz+Ab+Chl, Act+Chl+Ep+Ab, Ab+Chl, Ab+Ep, Ab+Ser+Chl+Cal, características de la parte baja de la facies de los esquistos verdes.

Por otra parte, en la Unidad de Azuaga-Sierra Albarrana, los micaesquistos y cuarzoesquistos de la Fm Albariza contienen asociaciones con Qz+Ms+Bt+Grt, mientras que las pizarras de la Fm Azuaga presentan asociaciones Qz+Ms+Chl e incluso Qtz+Ms+Bt.

En los esquistos y cuarzoesquistos biotíticos (Unidad del Hoyo) del DOV, los micaesquistos contienen asociaciones con predominio de asociaciones con Ms±Bt, si bien se citan también asociaciones con Qz+Ms+Bt+Kfs+Pl±Sil±Grt.

#### 4.1.2.2.2. Flanco S del Antiforme Olivenza-Monesterio

Las rocas presentes en este sector de la Hoja están también afectadas en general, por un metamorfismo regional de bajo a muy bajo grado.

Los materiales pizarrosos muestran en general asociaciones constituidas por Ser+Chl+Qz, si bien en la Unidad del Huéznar se observan asociaciones que alcanzan la zona de la biotita, con Ms+Chl+Qz+Bt±Grt (Apraiz y Eguíluz, 2002), e incluso en la proximidad del Domo de Lora también (proximidad de la zona de cizalla secundaria) se han reconocido las isogradas de la cordierita, andalucita, sillimanita y moscovita “out”, que caracterizan un metamorfismo progrado de bajas presiones (Apraiz *et al.*, en prensa).

En los materiales principalmente gneísicos de la Fm José Torán se observan asociaciones que varían desde la facies de los esquistos verdes al N a asociaciones con Sil+Kfs en las proximidades del accidente extensional principal, reconociéndose la transposición de una esquistosidad previa en condiciones de metamorfismo progrado (Apraiz *et al.*, en prensa).

En las rocas detrítico-carbonatadas se reconocen asociaciones de  $\text{Cal}\pm\text{Qz}\pm\text{Ms}\pm\text{Chl}$ .

#### 4.1.2.2.3. Dominio Évora-Aracena

En el pequeño sector, situado inmediatamente al E de la Cuenca del Viar, en que aflora este dominio es difícil caracterizar su metamorfismo.

En la vecina hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán, se ha descrito en materiales equivalentes la existencia de dos episodios principales de metamorfismo, uno de alta P/baja T (M1) y otro de baja P/alta T (M2).

La existencia de un primer episodio de metamorfismo (M1) de alta P/baja T en el Dominio Évora-Aracena fue puesta de manifiesto en Portugal, en el Complejo Filonítico de Moura (Fonseca *et al.*, 1999; Araujo *et al.*, 2005) y posteriormente en España, en los Esquistos del Cubito en los alrededores de la localidad de Cortelazor, en la vecina Hoja 1:200.000 de Sevilla-Puebla de Guzmán (Booth-Rea *et al.*, 2006), correlacionables con el anterior. Ambos son interpretados como un alóctono de alta P relacionado con una zona de subducción y emplazado sobre la ZOM.

Booth-Rea *et al.* (2006) muestran sobre paragénesis que incluyen mica blanca K, clorita y cloritoide, que definen la primera foliación (S1) en metapelitas de bajo grado de los Esquistos de Cubito-Moura, que estos estuvieron sometidos a unas condiciones de metamorfismo de alta P/baja T desde 340-370°C a 1.0-0.9 GPa a 400-450°C a 0.8-0.7 GPa.

Durante la realización de la hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán, se ha puesto de manifiesto por primera vez la existencia de esquistos azules en la parte española de los Esquistos de Cubito-Moura, así como la presencia de nuevas unidades de alta P/baja-intermedia T en la ZOM (Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013; Matas *et al.*, en prep b).

En la Unidad de Moura-El Cubito se observa una *mélange* tectónica relacionada con su despegue basal, que incorpora bloques de eclogita en Portugal (Moita *et al.*, 2005) y esquistos azules en España (Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013) con asociaciones minerales que representan unas condiciones P-T mínimas de 12 Kbar y 300°C.

La existencia en esta hoja de la Unidad de Moura-Cubito, constituida principalmente por filitas y esquistos con asociaciones minerales con  $\text{Qz}+\text{Ms}+\text{Chl}+\text{Bt}\pm\text{Cld}\pm\text{Rt}\pm\text{Grt}$ , que en esta Hoja intercalan ampelitas, lutitas negras y liditas con alguna escasa intercalación de metabasitas; nos lleva a pensar que en la misma, al igual que en el núcleo de Almadén de la Plata (en la vecina hoja de Sevilla-

Puebla de Guzmán), estos materiales debieron haber sufrido un primer episodio de alta P eovarisco.

En el flanco N del Antiforme de Fuenteheridos, en la hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán, por debajo del despegue basal de la Unidad Cubito-Moura se han detectado también evidencias de la existencia de un primer metamorfismo M1 de alta P/T que afecta al Complejo Vulcanosedimentario de Aracena (Grupo de Fuenteheridos) donde Bard (1969) cita la presencia de croscita anterior a la primera foliación reconocible, blindada y reemplazada por actinolita, que debía estar en equilibrio con epidota, albita y cuarzo (asociación frecuente en los esquistos verdes con glaucofana); así como se ha puesto también de manifiesto, por primera vez, que dentro de la secuencia de la ZOM situada por debajo de la Unidad de Cubito-Moura los metasedimentos Neoproterozoicos de la Fm La Umbría (equivalente de la Serie Negra), preservan una asociación de M1 que representa condiciones de 11 Kbar y 450°C (Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013).

Sin embargo, las asociaciones minerales detectadas en esta hoja, tanto en los materiales de la Serie Negra (Qz+Bt±Ms±Chl), como en los carbonatos (Dol+Cal±Act±Tr±Phl) y en los materiales vulcanosedimentarios (tobas y cineritas) (Qz±Bt±Chl±Ser), no permiten por el momento describir en este sector el episodio de alta P/T descrito.

La mayoría de las unidades que constituyen el Dominio de Évora-Aracena en la Hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán, afectadas previamente por el metamorfismo de alta P/baja T (M1), así como la Unidad de Alto grado de Aracena (Antiforme de Cortegana) que no parece haber sufrido este episodio M1, han sido sometidas después a un episodio de metamorfismo de baja P/alta T (M2), que tradicionalmente ha sido el primer y más importante evento metamórfico reconocido en este dominio.

Las condiciones P/T en la zona de alto grado alcanzaron los 700-800°C para una P de 3,5 a 4 Kbar, mientras que en la zona de bajo grado no se superó la facies de los esquistos verdes (Bard, 1969, 1970; Crespo Blanc, 1989; Castro *et al.*, 1996a; Rubio Pascual *et al.*, 2013). Este segundo episodio no ha podido ser separado en el sector de la presente hoja.

#### 4.1.2.2.4. Domo de Lora del Río

En la Hoja 941 (Apraiz *et al.*, en prensa) dividen este sector en tres bloques estructurales diferentes separados por accidentes extensionales que condicionan la evolución metamórfica del sector: bloque superior (unidad de los Miradores), bloque

intermedio (Unidad del Huéznar) y bloque inferior (Núcleo Metamórfico de Lora del Río). El bloque superior se corresponde a materiales de las Alternancias de Cumbres, ya descritos en el capítulo sobre el metamorfismo del flanco S del Antiforme Olivenza-Monesterio. El bloque intermedio se corresponde en este 200.000 con la Sucesión del Huéznar y la Fm José Torán (si bien esta última estaría en la misma posición estructural que la Unidad de Los Miradores /Alternancia de Cumbres).

Los autores de la hoja citan un primer metamorfismo progrado (M1) que alcanza alto grado en el bloque inferior, grado bajo-muy bajo en el intermedio y apenas tiene consecuencias en el bloque superior.

La zona de cizalla principal pone en contacto al O del Domo los bloques intermedio (Serie del Huéznar) y superior (Alternancia de Cumbres) y al E del mismo la Fm José Torán con el Bloque inferior (migmatitas, gneises y esquistos biotíticos). Una zona de cizalla extensional secundaria limita por el O el Domo migmatítico de Lora, poniéndole en contacto con las unidades superior e intermedia. Finalmente una falla normal con el bloque N hundido, corta el norte del Domo, poniendo en contacto el bloque inferior con distintas unidades del bloque superior (Alternancia de Cumbres y Serie Detrítico-Carbonatada) o bien distintas unidades del bloque superior entre sí (Serie Detrítico-Carbonatada y Fm José Torán).

Nos ceñiremos en este capítulo principalmente al metamorfismo en el Domo Migmatítico o Núcleo Metamórfico de Lora del Río (bloque inferior).

La fusión parcial y la importancia de los procesos de recrystalización, consecuencia del alto grado de metamorfismo alcanzado en el Domo Migmatítico de Lora del Río (anfíbolitas de alto grado a granulitas; Apraiz y Eguíluz, 2002), provocan la casi completa desaparición de estructuras y asociaciones minerales relacionadas con la primera fase de deformación. De la misma forma, las estructuras y paragénesis generadas durante el clímax metamórfico están muy afectadas por los procesos retrometamórficos asociados a los últimos eventos extensionales, que son los mejor representados, tanto en el campo como en lámina delgada. Aún así, las inclusiones en granates y la existencia de materiales escasamente afectados por M2, como leucogranulitas con Grt-Ky-Kfs-Rt (Apraiz y Eguíluz, 2002; Apraiz *et al.*, en prensa), así como la presencia de estaurolita y biotita dentro de núcleos de granates anteriores a D<sub>2</sub> (Apraiz y Eguíluz, 2002), permiten definir a estos autores el metamorfismo progrado del Domo migmatítico de Lora del Río (M1) como un metamorfismo de presiones

intermedias y temperatura relativamente elevada, de tipo Barroviense (Apraiz *et al.*, en prensa; Apraiz y Eguíluz, 2002).

Basándose en el análisis de granates zonados, diversos autores (Apraiz *et al.*, 1993; Apraiz, 1998; Apraiz *et al.*, en prensa) han establecido las condiciones termobarométricas para los distintos episodios metamórficos. Las condiciones P/T calculadas para el M1 en el Domo migmatítico oscilan entre 675-775 °C y 11-13 Kbar. No obstante, el posterior metamorfismo de alta temperatura y baja presión habría reseteado la química mineral del conjunto previo, por lo cual es posible que durante este episodio se alcanzaran presiones más altas que las registradas por los geobarómetros (Apraiz y Eguíluz, 2002).

Durante el segundo episodio de metamorfismo (M2) todo el Domo migmatítico de Lora del Río se encuentra por encima de la isograda de la Sil in/Ms *out* (anfibilitas de alto grado a granulitas; Apraiz y Eguíluz, 2002), como indica la inexistencia de moscovita primaria.

Apraiz *et al.* (en prensa) separan dentro de este conjunto dos zonas metamórficas en base a la aparición o ausencia de cordierita junto a la asociación Sil-Kfs. La zona con cordierita ocupa la parte interna de mayor metamorfismo y engloba a las granodioritas, a las diatexitas y a las metatexitas más cercanas a estos materiales.

Hacia la periferia del Domo migmatítico, desciende un poco el grado de metamorfismo, desapareciendo la cordierita en gran parte de las metatexitas y en los gneises y micaesquistos que las rodean (Fabriès, 1963). Las asociaciones minerales desarrolladas durante este episodio de metamorfismo definen un metamorfismo de baja P-alta T, que al superponerse sobre M1 genera, para el Domo migmatítico de Lora del Río una trayectoria metamórfica de tipo horario donde el clímax bórico y el térmico no tienen por qué coincidir (Apraiz *et al.*, en prensa).

Para este segundo episodio de metamorfismo (M2) el desarrollo de una segunda generación de granate a través de reacciones de deshidratación ( $Bt+Sil+Qz=Grt+Crd+Kfs+H_2O$ ), así como la ausencia de ortopiroxeno sugiere temperaturas semejantes o incluso ligeramente superiores 750-825°C a presiones de entre 4 y 6 Kbar (Apraiz, 1998) dando lugar en un diagrama P/T a una trayectoria de tipo horario en la que destaca el acusado descenso de la presión.



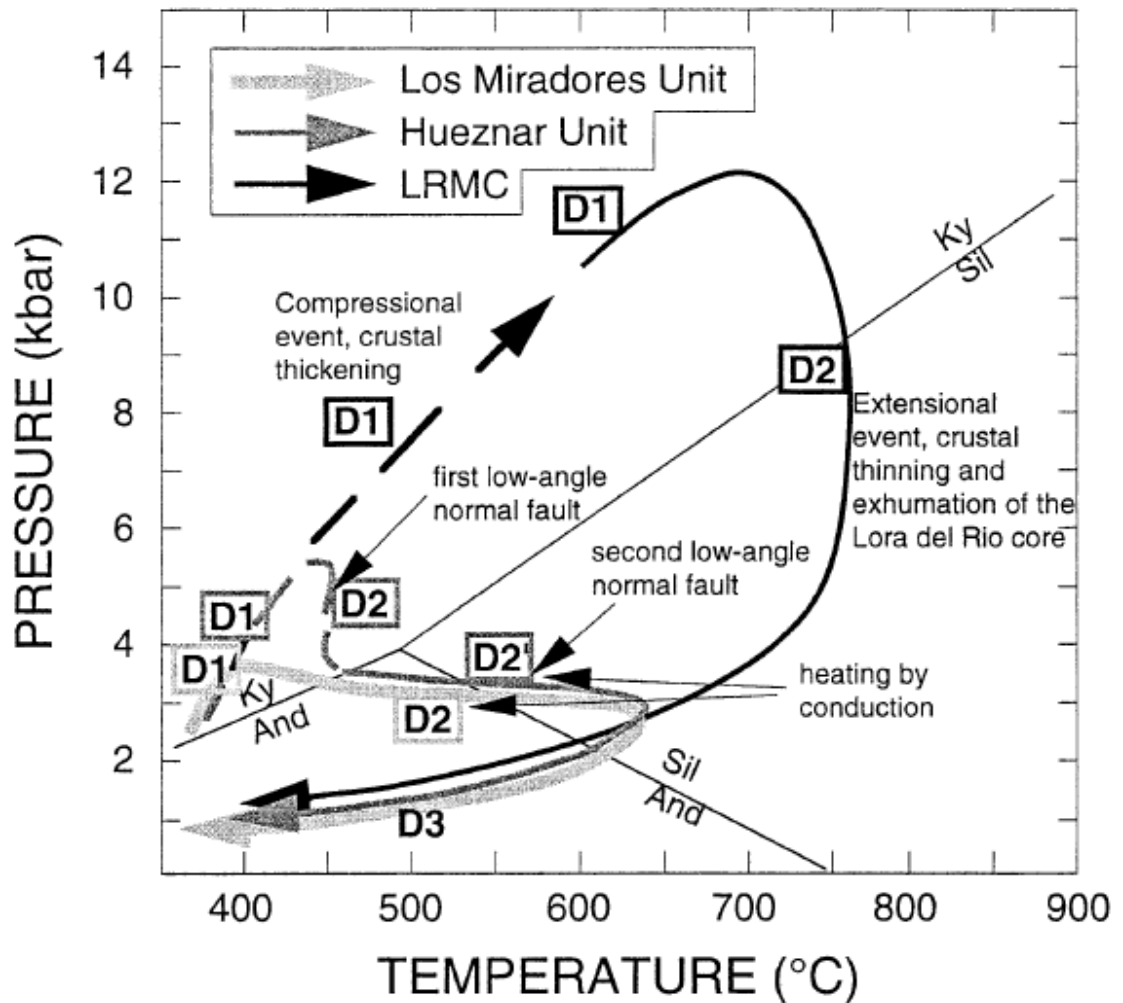


Figura 4.1.1. Trayectoria P-T del Domo migmatítico de Lora del Río (Apraiz y Eguíluz, 2002).

Apraiz *et al.* (en prensa), describen una tercera fase de deformación que se produce en condiciones metamórficas de la parte baja de la facies de los esquistos verdes (400-500°C y 2-3 Kbar).

Por otra parte Ordóñez Casado (1998), mediante dataciones realizadas sobre la granodiorita de Lora del Río, por el sistema U/Pb SHRIMP sobre monozircón, obtiene la presencia de dos ciclos metamórficos. El primero, tuvo lugar hace  $600 \pm 13$  Ma y el segundo, responsable de la formación del núcleo metamórfico y de su cortejo migmatítico (M2), ha sido datado en unos 340 Ma. La datación fue realizada sobre una granodiorita anatéctica constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, moscovita, cordierita, sillimanita y granate, que relaciona con un proceso antiguo (pre-varisco). Este granitoide, que aparece en las zonas más profundas del núcleo, habría sido posteriormente afectado por el metamorfismo de baja P/alta T varisco que

reequilibra buena parte de las asociaciones minerales y estructuras presentes en el Domo migmatítico.

Esta aparente contradicción sobre la edad y tipo del primer episodio plutonometamórfico detectado por Ordoñez Casado (1998) y el M1 de Apraiz y Eguíluz (2002), podría explicarse por la existencia de tres episodios: uno primero pre-varisco de baja P y alta T que daría lugar al protolito de la granodiorita, datada en  $600\pm 13$  Ma, seguido de dos episodios variscos; un M1 de presiones intermedias y temperatura relativamente elevada, posiblemente relacionado con una etapa temprana de acortamiento varisco, y un segundo episodio (M2) de baja P/alta T, que alcanza condiciones de anfibolitas de alto grado a granulitas, datado en unos 340 Ma.

#### 4.2. METAMORFISMO DE CONTACTO

Este tipo de metamorfismo tiene lugar en relación con las intrusiones de los cuerpos plutónicos y se desarrolla en los materiales de caja próximos a sus contactos y en los xenolitos o restos de encajante que quedan englobados dentro del magma. Se trata pues, de un metamorfismo térmico, producido por el contraste de temperaturas entre el cuerpo magmático y las rocas a las que intruye.

##### 4.2.1. Rocas plutónicas pre-Variscas

Los gabros del Macizo de Cazalla ocasionan metamorfismo de contacto en el encajante, aunque las aureolas son de dimensiones reducidas (Matas *et al.*, en prensa).

##### 4.2.2. Rocas plutónicas Variscas

###### 4.2.2.1. Zona Surportuguesa

En la vecina hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán, donde afloran muy extensamente, los dos grupos de rocas ígneas diferenciados dan distintos grados metamórficos. Así, para los granitoides desarrollan una aureola metamórfica muy estrecha, desarrollando como mineral índice moscovita.

Sin embargo, las rocas básicas del BSN (gabros-dioritas), que en esa hoja intruyen sobre materiales de la unidad Pulo do Lobo, Grupo PQ y La Minilla, dan lugar al desarrollo de andalucita (quiazolita), bien visible en el campo como recristalizaciones corneánicas o como texturas mosqueadas, y biotita, diferenciándose así dos isogradas, andalucita y biotita. Entre ambas isogradas tienen una anchura máxima de 2 Km (Matas *et al.*, 1999). En ocasiones se desarrolla cordierita, y de forma

puntual, este metamorfismo de contacto llega a formar sillimanita (Díez Montes *et al.*, en prensa a).

En campo se aprecian muy bien los cristales de andalucita, los cuales pueden llegar a tener hasta 1 cm.

Para Simancas (1983) en el metamorfismo de contacto producido por las intrusiones de rocas básicas del BSN se encuentran a veces paragénesis sillimanita-moscovita, y en otros casos la moscovita era inestable cuando aparece la sillimanita. Por otra parte las intrusiones fueron aproximadamente coetáneas con el metamorfismo regional de bajas presiones en este sector; equivalente al M2 de Rubio Pascual *et al.* (2011, 2013) en la vecina Hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán, por lo que sus presiones serían similares. Este autor calcula una P de unos 2,2 Kb en el sector de la Fm El Ronquillo (unidades de La Minilla y Las Pajanosas).

#### 4.2.2.2. Zona de Ossa-Morena

Dan lugar a aureolas de contacto en condiciones de corneanas hornbléndicas, pudiendo alcanzar en algunos casos las corneanas piroxénicas.

La intrusión del **Macizo de El Pedroso** da lugar a importantes procesos térmicos asociados que genera asociaciones minerales características de corneanas con albita y epidota, corneanas hornbléndicas y corneanas piroxénicas, llegando a alcanzarse la anatexia (Apraiz *et al.*, en prensa; Matas *et al.*, en prensa) en las zonas más internas, donde es frecuente encontrar materiales migmatizados que, a menudo, alcanzan tasas de fusión suficientes como para originar granitoides leuco o mesocráticos de grano medio fino ricos en restitas de biotita (Matas *et al.*, en prensa). En muchas ocasiones, dan lugar al desarrollo de importantes skarn, con mucha frecuencia, intensamente mineralizados.

El metamorfismo de contacto genera asociaciones minerales características de corneanas con albita y epidota, corneanas hornbléndicas y corneanas piroxénicas.

El metamorfismo de contacto se encuentra también bien desarrollado en las inmediaciones del macizo plutónico formado por los gabros de los Ojuelos y las granodioritas de El Rosal, aflorantes al norte de Santa María de Trassierra. Igualmente, aunque con menor extensión, se observa alrededor de las intrusiones graníticas de Peñas Pardas, Castro y Picón y Los Arenales. En otros cuerpos menores, tales como diques o pequeñas apófisis, los efectos térmicos son a veces inapreciables, quedando reducidos al mismo contacto o a una franja milimétrica a centimétrica (Roldán *et al.*, en prensa a).

En las inmediaciones de los **gabros de los Ojuelos** y de las **granodioritas de El Rosal**, sobre los materiales detríticos y/o carbonatados del Cámbrico Inferior, se desarrolla una aureola metamórfica de amplitud variable (métrica a decamétrica). Estas rocas muestran variaciones texturales y mineralógicas que son función de su distancia a la masa plutónica. En las proximidades y en los xenolitos o megaenclaves predominan las texturas granoblásticas y/o granoblásticas elongadas, llegándose localmente a perder la textura original primaria de la roca; mientras que en zonas más externas las texturas son porfidoblásticas o moteadas.

En el caso de *materiales pelítico-arenosos*, Roldán *et al.* (en prensa a) citan rocas formadas por cuarzo, plagioclasa, cordierita, feldespato-K, corindón, biotita, moscovita y menas metálicas. Para estos autores, la presencia del par cordierita-feldespato-K en ausencia de moscovita sería indicativa de corneanas en facies piroxénicas; sin embargo, se observan frecuentes moscovitas, algunas claramente de transformación secundaria, si bien otras en placas algo desfleadas podrían ser primarias, en cuyo caso se trataría de una corneana en facies hornbléndicas. La presencia de corindón, por su parte, indicaría facies piroxénicas.

En *corneanas carbonatadas* (mármoles), han sido citadas las siguientes asociaciones minerales (Delgado Quesada *et al.*, 1978; Pascual, 1981): calcita-olivino (o humita), serpentina-clorita-magnetita; mientras que en zonas más externas de la aureola la paragénesis está formada por talco-calcita-cuarzo-clorita, que indican corneanas hornbléndicas y albita-epidota, respectivamente.

Estos autores citan también en el contacto de las granodioritas del Rosal, con niveles carbonatados impuros, las siguientes asociaciones minerales metamórficas: diópsido-hastingsita-epidota-magnetita y diópsido-epidota-cuarzo, indicativas de corneanas hornbléndicas. Las mineralizaciones de sulfuros son posteriores a las asociaciones silicatadas y están compuestas por: blenda-calcopirita-tetraedrita-galena y blenda-calcita-galena, además de minerales de alteración supergénica.

El **granito de Los Arenales** desarrolla un metamorfismo de contacto a temperaturas relativamente elevadas (facies hornbléndicas), y localmente existen indicios con paragénesis de cordierita-feldespato-K (a veces con presencia de moscovita de alteración o primaria), lo que junto con la presencia local de corindón podrían indicar que se alcanzaron condiciones en facies piroxénicas. Además, existe un hidrotermalismo, aparentemente posterior, responsable de las mineralizaciones de

sulfuros y magnetita que aparecen en las proximidades del granito (Roldán *et al.*, en prensa b).

En su aureola de metamorfismo de contacto se observan las siguientes asociaciones en rocas carbonatadas (Delgado Quesada *et al.*, 1978; Pascual, 1981; Roldán *et al.*, en prensa a, b): diópsido-humita-zoisita-calcita, hastingsita ± biotita ± diópsido-epidota-magnetita, fluorita-cuarzo, grosularia-diópsido ± hastingsita ± vesuvianita, magnetita, blenda-cuarzo-calcopirita-bornita, diópsido-epidota ± hastingsita ± vesuvianita, esfalerita-calcopirita-cuarzo, granate-epidota-clorita, esfalerita-calcopirita-cuarzo-galena-calcita.

En gneises y metapelitas se observa una textura granoblástica poligonal, y se encuentran las siguientes asociaciones: biotita-corindón-cuarzo-espinela, con biotita-plagioclasa-cordierita-cuarzo, biotita-andalucita- cordierita-cuarzo, biotita-cordierita-feldespatos-K -cuarzo, cuarzo- feldespatos- K-cordierita- biotita- moscovita y turmalina.

El **granito de Castro y Picón** desarrolla sobre niveles carbonatados y silicificados, paragénesis de contacto formadas por diópsido-grosularia-hastingsita-epidota, preferentemente en la interfase entre niveles carbonatados y silíceos. Los granates (grosularia) pueden formar niveles bandeados de potencia centimétrica (Roldán *et al.*, en prensa a).

El **granito de Peñas Pardas** también produce metamorfismo de contacto en las pizarras carboníferas, con asociaciones minerales que indican facies hornbléndicas en el mismo contacto o en xenolitos próximos a él, y de albita-epidota en zonas más externas.

Las tonalitas y granodioritas del **macizo de Cabrillas**, sin embargo muestran un metamorfismo térmico de contacto de grado bajo (zona de la clorita) que desarrolla una textura granoblástica, aunque de grano fino, que borra la fábrica previa de esta roca (Roldán *et al.*, en prensa a).

## 5. GEOQUÍMICA

### 5.1. ZONA SURPORTUGUESA

#### 5.1.1. Rocas plutónicas

Los dos tipos de rocas plutónicas aflorantes en esta hoja (granitoides de tendencia trondhjemítica y cuarzodioritas y gabros), se encuentran mucho mejor representados en la vecina hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán, formando parte del

Batolito de la Sierra Norte (BSN), en la que se ha descrito ampliamente su caracterización geoquímica.

Díez Montes (1999), dentro del Proyecto "Investigación geológica y cartografía básica en la Faja Pirítica y áreas aledañas" realizado para la Junta de Andalucía, hace un estudio geoquímico muy completo de las rocas plutónicas existentes en el BSN.

En los diagramas de  $\text{SiO}_2$  frente a elementos mayores, para todas las rocas plutónicas de la ZSP se muestra una correlación negativa entre la  $\text{SiO}_2$  y los óxidos de los elementos de significado básico ( $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$  y  $\text{CaO}$ ), que se identifica con una evolución magmática controlada por la cristalización de clinopiroxeno, clinoanfíbol y plagioclasa rica en calcio. Por otra parte,  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  tienen una correlación positiva respecto a la  $\text{SiO}_2$ , encontrándose su comportamiento regulado por el componente albítico de la plagioclasa de las rocas más diferenciadas, por el aumento de feldespato potásico y por la sustitución progresiva de los minerales ferromagnesianos por la biotita.

La relación  $\text{SiO}_2$  frente a  $\text{Ca/Sr}$  tiene también una correlación negativa, con una ruptura de pendiente entre el 55 y 60% de  $\text{SiO}_2$  que separa las rocas básicas de las demás.

Los espectros de REE muestran dos grupos de rocas básicas, uno con texturas de flujo, con mayor contenido en REE que el otro, así como anomalía negativa de Eu, mientras que el otro tiene un espectro bastante plano (Fig 5.1.1). En cuanto a los granitoides de tendencia trondhjemítica, muestran espectros bastantes planos, sobre todo para las tierras raras pesadas y con anomalía negativa del Eu (Fig 5.1. 2).

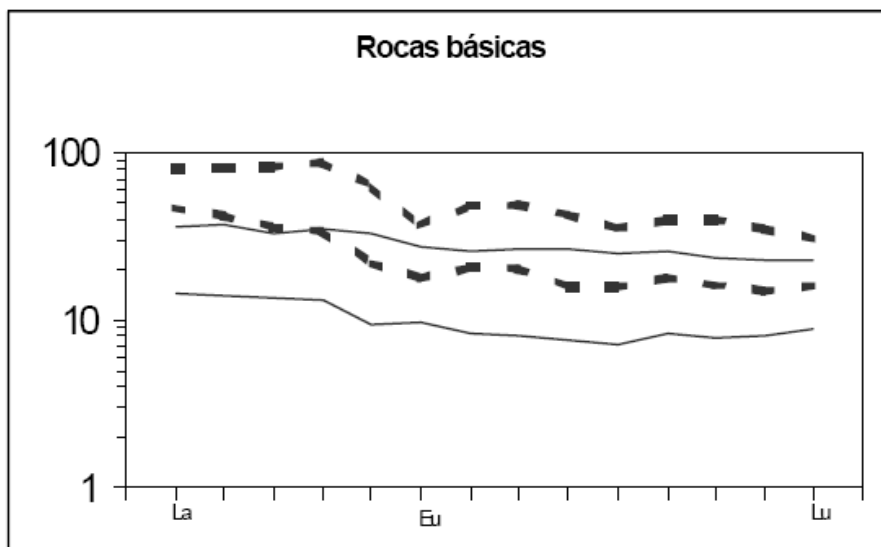


Figura 5.1.1.- Rangos de variación de las REE normalizadas a condrito, según Boynton (1984), para las rocas básicas. Línea discontinua = rocas básicas con textura de flujo, al microscopio. Línea continua = rocas básicas. Tomado de Díez Montes (1999).

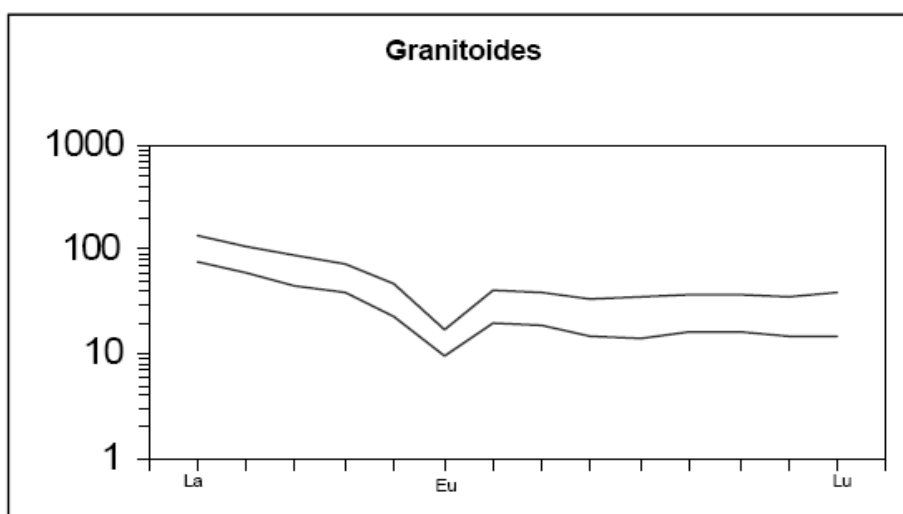


Figura 5.1.2.- Rango de variación de las REE, normalizadas al condrito, según Boynton (1984), para los granitoides de tendencia trondhjemítica (granito, monzogranito y granodiorita). Tomado de Díez Montes (1999).

En los diagramas A-B y P-Q de Debon y Le Fort (1983), así como en los diagramas SiO<sub>2</sub> vs. K<sub>2</sub>O de Peccerillo y Taylor (1976) y AFM de Irvine y Baragar (1971) las rocas mayoritarias del BSN (entre ellas, gabro-dioritas y granitoides de

tendencia trondhjemítica), se encuentran en el dominio metaluminoso, y definen una serie calcoalcalina, de tipo trondhjemítico, que en algún caso entra en el campo de las series toleíticas pobres en K<sup>+</sup>, mostrando las más básicas características calcoalcalinas y toleíticas.

Díez Montes (1999) proyecta los granitoides en los diagramas de caracterización geodinámica de Pearce *et al.* (1984) para rocas plutónicas graníticas (Y-Nb; Yb-Ta; (Y+Nb)-Rb; (Yb+Ta)-Rb) que permiten situarlos en su ambiente geodinámico. En los distintos gráficos la mayoría de las muestras caen en el campo de arco volcánico (Y-Nb; Yb-Ta) o en el límite entre arco volcánico e intraplaca ((Y+Nb)-Rb; (Yb+Ta)-Rb).

Teniendo en cuenta los resultados de su proyección en los diagramas de caracterización geodinámica, así como los diagramas anteriores, Díez Montes (1999) concluye que el conjunto de los granitoides junto con las rocas básicas, forman una asociación calcoalcalina de afinidad tonalítico-trondhjemítica, de carácter transicional entre granitoides de arco volcánico y granitoides intraplaca.

Recientemente Bellido *et al.* (2010), realizan un estudio comparativo de plagiogranitos, en sentido amplio (rocas plutónicas y subvolcánicas ácidas ricas en plagioclasa albítica), de las zonas Surportuguesa y de Ossa-Morena, en el que definen asociaciones magmáticas y ambientes geodinámicos muy contrastados. Según estos autores los de la Zona Surportuguesa formarían parte de una asociación volcánico-plutónica calcoalcalina. Muestran mayor homogeneidad composicional que los de la ZOM, lo que interpretan como prueba de un origen cogenético.

Los plagiogranitos de la ZSP, serían para Bellido *et al.* (2010), trondhjemitas pobres en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y ricas en Yb; significativamente más ricos en FeO, MnO, MgO y K<sub>2</sub>O, así como en SiO<sub>2</sub> que los de la ZOM y menos en TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Son de carácter peraluminoso. En cuanto al contenido medio de Tierras Raras ( $\Sigma$ REE) y su fraccionamiento (La/Yb)<sub>n</sub> son mayores que en la ZOM (160,72 y 4,04, respectivamente).

En los diagramas de REE normalizados a la composición del manto primitivo (Palme y O'Neil, 2004), los plagiogranitos de la ZSP, presentan unos espectros de REE bastante homogéneos, con fraccionamientos de LREE moderados, escaso fraccionamiento de las HREE y apreciables anomalías negativas de Eu.

Las razones de los elementos inmóviles más incompatibles y menos afectadas por los procesos de fraccionamiento, metamorfismo y alteración (La/Nb, Th/Nb, Th/La



y Zr/Th) son para estos autores bastante semejantes a las de la Corteza Continental Superior (Rudnick y Gao, 2004).

Por otra parte, en los diagramas de caracterización geodinámica Y/Nb de Pearce *et al.* (1984) las muestras de plagiogranitos de la ZSP tomadas por Bellido *et al.* (2010) se proyectan en una nube situada en la divisoria entre los campos de los granitoides orogénicos y los de dorsales anómalas.

## 5.2. ZONA DE OSSA-MORENA

### 5.2.1. Vulcanismo Cámbrico

El vulcanismo cámbrico, ha sido estudiado, en este sector y en la vecina Portugal por diversos autores (Dupont y Vegas, 1978; Dupont, 1979; Mata y Munhá, 1986, 1990; Sagredo y Peinado, 1992; Giese y Buhn, 1993; Castro *et al.*, 2002; Galindo y Casquet, 2004; Sánchez García *et al.*, 2003, 2008, 2008b, 2010; Chichorro *et al.*, 2008).

Sagredo y Peinado (1992) dividen este vulcanismo, tanto en España como en Portugal en dos grupos, correspondientes al Cámbrico inferior y medio, respectivamente.

Sánchez García *et al.* (2003, 2008, 2008b, 2010) citan dos episodios volcánicos en el Cámbrico inferior de la Zona de Ossa-Morena, uno situado por debajo y otro por encima de los carbonatos, que alcanzaría al Cámbrico medio, denominados Evento Ígneo Temprano y Evento Ígneo Principal, respectivamente.

Para Carracedo *et al.* (2007), las rocas Cambro-Ordovícicas del flanco N de la Antiforma de Monesterio en la Provincia de Badajoz forman una serie moderadamente alcalina sódica, equiparable a las series alcalinas saturadas en sílice presentes en islas oceánicas, *hot spots* continentales y zonas de rift intracontinentales.

#### 5.2.1.1. Evento Ígneo Temprano (Cámbrico inferior)

El vulcanismo relacionado con el Evento Ígneo Temprano (Sánchez García *et al.*, 2003), está representado solamente en los sectores suroriental y central de la ZOM, y en concreto en el sector NO de la Hoja de Córdoba. Está constituido principalmente por rocas peraluminosas ácidas, pero también por tipos metalumínicos (Sánchez García *et al.*, 2010) y es relacionado por Sánchez García *et al.* (2003) con la formación de un *core-complex* y migmatización en la corteza media-superior.

A partir de datos geoquímicos anteriores y datos propios, Sánchez García *et al.* (2003, 2008, 2010) caracterizan geoquímicamente este episodio ígneo. En el área de la hoja está únicamente representado por el Porfiroide de Bodonal, constituido por vulcanitas y rocas vulcanoclásticas riolíticas.

En el área de la Hoja está únicamente representado por el Porfiroide de Bodonal, constituido por vulcanitas y rocas vulcanoclásticas riolíticas.

Son magmas sobresaturados en sílice, peraluminosos y subalcalinos. Muestra un enriquecimiento en LREE en relación con las HREE en un gráfico normalizado al condrito, mientras que en un gráfico normalizado a la corteza continental superior su configuración es bastante plana con un ligero enriquecimiento en HREE respecto a LREE (Sánchez García *et al.*, 2008). En ambos casos se observa, a menudo, una pronunciada anomalía negativa en Eu, aunque se han citado también casos en que esta es poco pronunciada (Sánchez García *et al.*, 2010). Obtienen además una relación  $(La/Lu)_n$  entre 2 y 10, lo que les lleva a interpretar una fraccionación preferencial de LREE en el fundido parcial en relación con las HREE.

Todos los grupos presentan enriquecimiento en K y empobrecimiento en Sr y en Ti (Sánchez García *et al.*, 2008).

En un gráfico normalizado a las concentraciones promedio de la corteza continental superior obtienen un modelo casi plano con un pico sutil para las REE intermedias y abundancias relativas próximas a la unidad. Estos datos, según Sánchez García *et al.* (2003) concuerdan con un origen a partir de anatexia de metasedimentos corticales, si bien muestran hechos que pueden indicar mayor participación subcrustal de la previamente interpretada (Sánchez García *et al.*, 2010). Sánchez García *et al.* (2008) atribuyen estas rocas a un estadio temprano del *rifting* Cámbrico, caracterizado por un evento tectónico extensional acompañado de un intenso calentamiento de una corteza continental adelgazada causado por una fuerte anomalía térmica relacionada con una pluma mantélica infrayacente, o con un proceso de fusión por descompresión durante el adelgazamiento litosférico.

#### 5.2.1.2. Evento Ígneo Principal (Cámbrico inferior-medio)

El vulcanismo relacionado con el Evento Ígneo Principal (Sánchez García *et al.*, 2003), está representado principalmente en los sectores noroccidental y central de la ZOM, y se encuentra escasamente representado en la Hoja de Córdoba; únicamente un pequeño afloramiento del Vulcanosedimentario de Aracena (51a) y algunas

intercalaciones de vulcanitas en la Serie del Huéznar (62), Alternancias de Cumbres (65) y Capas de Benalija (71).

Las rocas volcánicas de este evento, comienzan a ser más abundantes hacia el techo de la Unidad Detrítica Superior del Cámbrico inferior, desarrollándose la mayor parte del vulcanismo relacionado con Rift en Ossa-Morena durante el Cámbrico medio (Sánchez García *et al.*, 2010), si bien en la presente hoja no hay muestras del mismo.

Estas rocas volcánicas fueron descritas como espilitas y keratófidos por Dupont (1979). Por comparación con rocas similares en Portugal, Sagredo y Peinado (1992) les atribuyen un carácter toleítico, si bien las abundancias geoquímicas de elementos mayores corresponden a metabasaltos submarinos y metariolitas, según Mata y Munhá (1990) en Portugal, y a basaltos, traquibasaltos y riolitas en España (Castro *et al.*, 2002) y cantidades menores de rocas intermedias (traquitas) que definen una asociación bimodal característica típica de magmatismo asociado a procesos de *rifting* continental (Sánchez García *et al.*, 2008b). La presencia de rocas piroclásticas e incluso ignimbritas intercaladas, sugiere la emergencia local o condiciones de agua muy somera, quizá en el bloque levantado de fallas normales activas (Sánchez García *et al.*, 2008b).

Mata y Munhá (1986, 1990) en Portugal, mediante geoquímica de elementos traza atribuyen un carácter toleítico a las metavulcanitas básicas y de magmatismo continental a las riolitas. A estas últimas las agrupan en dos tipos: uno de afinidades alcalinas, enriquecido en elementos incompatibles y el otro de carácter subalcalino empobrecido en incompatibles.

Para Giese y Buhn (1993), en el Antiforme de Fuenteheridos (correlacionable con el Vulcanosedimentario de Aracena de esta Hoja), el vulcanismo evoluciona desde una composición dacítica a riolítica, mostrando un alto contenido en álcalis y un decrecimiento en la relación K/Na en la parte alta. Las riolitas de esta parte superior para estos autores mostrarían una composición global transicional a riolitas peralcalinas, si bien observan también un enriquecimiento en Nb, Ga, y Rb, lo que indicaría riolitas continentales con firma calcoalcalina alta en K. Los sills máficos del tramo basal, tienen una composición basáltica débilmente alcalina, mientras las metabasitas superiores muestran enriquecimiento de Sr frente a Y, y altas relaciones de Nb/Y y Zr/P2O5. En el Antiforme de Cortegana (en la vecina Hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán) según Giese y Buhn (1993) las muestras ácidas muestran una composición de riolitas calcoalcalinas altas en K similar a las del Antiforme de Fuenteheridos, mientras que las Anfibolitas de La Corte tienen una composición basáltica toleítica homogénea.

Sánchez García *et al.* (2003) describe que la asociación ígnea de este evento muestra un amplio rango de variación composicional ( $40\% < \text{SiO}_2 < 81\%$ ), variando desde basaltos a riolitas altas en  $\text{SiO}_2$ , e incluyendo tipos alcalinos y subalcalinos. En un gráfico  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  se separan dos poblaciones, una con pendiente positiva que evoluciona desde composiciones basálticas riolíticas y otra con pendiente negativa dentro del campo de las riolitas. La primera se sitúa dentro del gráfico de Irvine y Baragar (1971) a lo largo de la línea que separa los dominios alcalino y subalcalino, mientras que la segunda cae totalmente dentro del campo subalcalino.

En otros diagramas (Diagrama AFM, Diagrama de Miyashiro, 1974, etc.) las muestras caen en su mayoría en el campo toleítico. En un gráfico de los basaltos normalizados al condrito, realizado por Sánchez García *et al.* (2003), observan la existencia de dos grupos, uno con alta fraccionación de LREE y otro mucho menos fraccionado, no mostrando ninguno de los dos anomalías de Eu. El primero de los grupos es similar al de los OIB, mientras que el segundo lo es a los E-MORB. Por otra parte, las rocas más diferenciadas muestran modelos de REE muy similares. La abundancia de tierras raras y el grado de fraccionación entre LREE y HREE crece con la diferenciación y la anomalía negativa de Eu aparece en las rocas intermedias llegando a ser más pronunciada en las ácidas. Sánchez García *et al.* (2008b, 2010) separan dos grupos dentro de las rocas máficas: uno con afinidades OIB y E-MORB, y tipos alcalinos, subalcalinos y transicionales representado fundamentalmente en el volcanismo del Cámbrico medio, y otro con afinidades N-MORB y rocas subalcalinas, representado principalmente en el Cámbrico inferior. El primero es característico de una asociación anorogénica, mientras el segundo lo es de dorsal oceánica.

Sánchez García *et al.* (2003) representan las muestras en distintos diagramas de discriminación tectónica, ubicándose muchas de ellas en los campos intra-placa y MORB lo que junto a los datos de tierras raras interpretan como típico de *rifting*. Concluyen que la suite ígnea relacionada con el Evento Ígneo Principal del Cámbrico inferior fue emplazada en la corteza superior de la ZOM durante estadios maduros de *rifting*, y establece una evolución en dos eventos magmáticos. El primero se alimentó a partir de una pluma astenosférica y el segundo fue provocado por el flujo de calor asociado a la pluma y está representado por una significativa contribución de magmas derivados de corteza continental.

### 5.2.2. Vulcanismo de la Unidad de El Cubito

Se les ha atribuido una afinidad andesítica (Apalategui *et al.*, 1984), basáltica andesítica (Crespo Blanc, 1989, citando a Bard, 1969) o subalcalinas de tendencia toleítica (Apalategui *et al.*, 1990).

Giese y Buhn (1993) muestran que las metavulcanitas de la Unidad de El Cubito muestran en general un empobrecimiento en potasio. En las metabasitas encuentran un enriquecimiento en TiO<sub>2</sub> (1,5-2,9%), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,2-0,5%), Zr (120-260 ppm) y Nb (13-20 ppm) y por tanto un carácter de basalto transicional. Analizan también algunas muestras de composición riolítica.

Durante la realización de la hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán, se han analizado dos muestras de anfibolitas intercaladas en la Unidad de El Cubito, en la localidad de Cortelazor,

Las muestras de anfibolitas de la Unidad de El Cubito son rocas de afinidad intermedia Toleítica-Alcalina, ricas en TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Nb y V. Muestran un carácter transicional entre basaltos alcalinos de afinidad intraplaca y E-MORB.

### 5.2.3. Plutonismo pre-Varisco

En el área de la Hoja se pueden distinguir dos conjuntos plutónicos pre-variscos: uno probablemente Neoproterozoico representado por la granodiorita de anatexia (2) y probablemente los leucogranitos cordieríticos (4 y 6) de Lora del Río, así como los ortogneises granodioríticos relacionados con la Fm Montemolín (30b), cuya edad oscila en el caso de la granodiorita de anatexia de Lora del Río en torno a 600±13 Ma (Ordóñez Casado, 1998), si bien Sánchez García *et al.* (2003) incluye a las granodioritas anatécicas del Domo de Lora en un conjunto de granitos de anatexia autóctonos/paraautóctonos en el que incluye también a los complejos migmatíticos de Monesterio, Mina Afortunada y Valuengo, a los que relaciona con un evento de *Rift* temprano de edad entre 520 y 530 Ma (Cámbrico inferior). El otro del Cámbrico inferior-medio, incluiría a las granodioritas de anatexia de El Garrotal (5), relacionadas con las de El Pintado y Pallares, así como algunos leucogranitos (4, 6), cuya edad está comprendida entre los 518±15 Ma (Ordóñez Casado, 1998) y 512±8 Ma (Ochsner, 1993). Incluiría también probablemente a los gabros de Cazalla y Sierra de León (7) relacionados con los carbonatos del Cámbrico inferior, y al Macizo de Vallehondo (1).

Del primer grupo, la geoquímica de las granodioritas de anatexia de Lora del Río, han sido estudiadas por Apraiz *et al.* (1999a). Muestran un contenido en SiO<sub>2</sub> de

las granodioritas que varía entre 63,2% y 70,2%; un contenido normal de álcalis ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  entre 4,7% y 6,7%, con una media de 5,6%), un empobrecimiento en CaO (<1,1%) y La relación  $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} >1$ . En cuanto a los ferromagnesianos, muestran contenidos de Fe+Mg+Ti (parámetro B) entre 75 y 150. Los elementos mayores muestran una clara correlación con la  $\text{SiO}_2$ , y un comportamiento compatible, salvo  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$ . En cuanto a los elementos traza y las REE, existe una elevada correlación negativa entre la  $\text{SiO}_2$  y Sc, V, Y, Eu y Dy, mientras que el Co muestra pendiente positiva. Muestran una ligera anomalía negativa en Eu.

Para estos autores, estos granitoides se pueden encuadrar dentro de una asociación peralumínica, y serían equivalentes a los granitos de tipo S (White y Chappel, 1983; Chappel y White, 1992) originados por fusión parcial de materiales corticales.

El segundo grupo estaría comprendido dentro del plutonismo Cámbrico inferior-medio de Galindo y Casquet (2004), que incluye también a otros plutones situados fuera de la hoja, como la Tonalita del Culebrín, Granodiorita de Monesterio, Granitos de Tálaga, Calera de León, Salvatierra de los Barros y Tablada. Todo este conjunto se emplazaría en una franja de edad entre los 503 y 537 Ma.

Apraiz *et al.* (1999b) cita para la granodiorita de Garrotal un contenido en  $\text{SiO}_2$  del 64% al 69%, contenidos en  $\text{Al}_2\text{O}_3 > 14\%$ , así como contenidos de álcalis ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) entre 6,5% y 7,8%. Muestran valores medios de Fe+Mg+Ti (parámetro B) de 103. Presentan corindón normativo (2,5%) y son de carácter peralumínico. Los leucogranitos asociados con El Garrotal tienen un contenido medio en  $\text{SiO}_2 >74\%$ , estando empobrecidos en Ca (<1%) y enriquecidos en álcalis (valor medio de  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  es 8,3%). Son de moderadamente a fuertemente peralumínicas. Para estos autores la correlación entre elementos mayores y contenido en  $\text{SiO}_2$  no es buena, salvo para los óxidos de Al, Fe y Mg en los que es de pendiente negativa. Las granodioritas se caracterizan por un moderado enriquecimiento en REE y ligeras anomalías de Eu.

El Macizo de Vallehondo (1) es un leucogranito alumínico, rico en  $\text{SiO}_2$  con tendencias calcoalcalinas mal definidas (Apraiz *et al.*, en prensa).

Geoquímicamente, según Galindo y Casquet (2004) los granitoides del segundo grupo son por lo general peraluminosos y en algún caso débilmente meta-aluminosos; en el diagrama discriminante Y+Nb vs Rb de Pearce *et al.* (1984), se proyectan en el campo de los granitos de arco volcánico y en el diagrama Hf-Rb/30-Ta\*3 de Harris *et al.* (1986), este grupo de granitoides se proyecta de nuevo en el campo de los granitos

de arco, a excepción de Tálaga, Salvatierra y Tablada, cuyas muestras se proyectan en el campo de los granitos tardi-postcolisionales. Según Salman (2002) existe una variabilidad en estos granitos que hace que algunos sean de tipo I, otros de tipo S (granodiorita de Monesterio) y otros intermedios entre granitoides de tipo S y granitos de tipo A, mostrando también diferencias en valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial.

Estos granitoides se generaron mediante procesos que involucraron la incorporación a los magmas de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  y  $\epsilon_{\text{Sr}}$  procedentes de una corteza continental mesoproterozoica, que constituye, probablemente, la corteza inferior actual de Ossa-Morena (Galindo y Casquet, op. cit.), sin descartar la participación de magmas procedentes del manto o bien de la fusión de rocas máficas infracorticales (Salman, 2002).

#### 5.2.4. Plutonismo Varisco

El Macizo de El Pedroso (11 a 14) es equivalente a otros intrusivos del flanco S del Antiforme Olivenza-Monesterio, como El Culebrín y Santa Olalla de Cala, así como Burguillos del Cerro, Brovales y Valencia del Ventoso al N. Según Sánchez Carretero *et al.* (1990) parece haber una importante contribución mantélica a la geoquímica de estos cuerpos. Según esto, y teniendo en cuenta a Casquet y Galindo (2004) formarían parte de una asociación de plutones predominantemente metalumínica.

Los gabros de Los Ojuelos (15) y Macizo del Rosal (16) son similares a otros aflorantes más al NO, fuera de esta Hoja, conformando una alineación orientada NO-SE como parte integrante del eje magmático de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada. Estos cuerpos son conocidos geológicamente como "Complejo de Los Ojuelos-La Coronada", el cual fue definido por Delgado Quesada (1971). Los afloramientos de esta unidad existentes en esta hoja corresponden a gabros piroxénico-anfibólicos (15), así como a tonalitas y granodioritas (16). El magmatismo del Complejo Villaviciosa de Córdoba-La Coronada está constituido por un amplio espectro composicional de rocas plutónicas y volcánicas, variando  $\text{SiO}_2$  entre 47,3 y 77,1% (Chaumerail, 1975). La mayor parte de estas rocas se proyectan en el campo subcalcalino conformando una serie de tipo calcoalcalino con términos ácidos con alto contenido en  $\text{K}_2\text{O}$  (Chaumerail, 1975) y una pauta evolutiva de carácter toleítico, corroborada por el escaso grado de fraccionamiento (Sánchez Carretero *et al.*, 1989b). Los términos más básicos ( $\text{SiO}_2 <$

54%) muestran alto contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (14-22%; exceptuados algunos términos extremos con hasta 28%, probablemente acumulados de plagioclasa; Casquet y Galindo, 2004). Los espectros de REE son variables; así, existen desde gabros olivínicos empobrecidos en REE con fuerte anomalía positiva en Eu a microdioritas con fuerte enriquecimiento en REE y anomalía negativa en Eu (Sánchez Carretero *et al.*, 1989b).

Peñas Pardas y Castro Picón (17). El de Peñas Pardas desde el punto de vista geoquímico muestra altos contenidos en alcalis (9%) y sílice (73,6%) y bajos en calcio (<1%), hierro (<5 %) y magnesio (<1%) según Sánchez Carretero, *et al.* (1989 b). Estos caracteres, al igual que el resto de granitos del área con él relacionados (Cardencho, Cañada del Gamo y Arenales), son típicos de granitos alcalinos de marco geotectónico distensivo (granitos tipo-A), es decir, granitos tardi-orogénicos y/o anorogénicos. Así mismo, muestran una disminución en Eu con el aumento en  $\text{SiO}_2$  y un menor fraccionamiento, sobre todo en las HREE.

El granito de Los Arenales es, desde el punto de vista petrológico y geoquímico, similar a otros granitos en su entorno, tales como Peñas Pardas, Cañada del Gamo y La Cardencho (Roldán *et al.*, en prensa b). Muestra un quimismo de tendencia alcalina. Sus características le asemejan a un granito de Tipo A o granitos alcalinos anorogénicos (Sánchez Carretero *et al.*, 1989 b).

## 6. TECTÓNICA

### 6.1. DEFORMACIÓN PRE-VARISCA

En el núcleo del Anticlinal de Monesterio, y en su continuación por el NO de la Hoja, donde afloran materiales neoproterozoicos, se observa, afectando a los materiales de la Serie Negra dos fases de deformación. La primera etapa (D1) se observa, al microscopio, como una S1 relictiva en porfiroblastos o crenulada en los microlitones de la foliación principal en campo. Está definida por la orientación de blastos de moscovita y biotita de metamorfismo de bajo a medio grado, que puede alcanzar la sillimanita fibrolítica en grado alto. Eguíluz *et al.* (en prensa) citan la presencia de algunos pliegues menores atribuibles a esta fase.

La segunda etapa de deformación da lugar a pliegues asimétricos vergentes al S con desarrollo de una foliación de crenulación (S2) muy penetrativa, que es la principal en campo.



La primera etapa de deformación ha sido atribuida a un episodio deformativo pre-varisco, que a menudo se considera Cadomiense (Eguíluz, 1988; Matas *et al.*, en prensa; Apalategui *et al.*, 2007, en prensa; Apraiz *et al.*, en prensa a y b; Roldán *et al.*, en prensa). Esta atribución se basa en la presencia de cantos con una foliación previa, de materiales neoproterozoicos, como cuarcitas negras (Serie Negra) en depósitos vulcanosedimentarios del Neoproterozoico terminal al Cámbrico basal (Grupo Malcocinado), así como en los conglomerados de base de la Fm Torreárboles y Sucesión Bodonal (Cámbrico inferior); lo que implica que su desarrollo sería previo al depósito de las series vulcanosedimentarias del Neoproterozoico terminal (Grupo Malcocinado).

La edad de la segunda etapa de deformación, sin embargo es controvertida, habiendo sido atribuida por algunos autores a un segundo episodio de la Orogenia Cadomiense (Eguíluz, 1988; Apraiz *et al.*, en prensa a y b), mientras que para otros esta foliación se correspondería con la primera fase varisca, pues es congruente con los paleozoicos suprayacentes y afecta a ambos (Apalategui *et al.*, 2007, en prensa; Roldán *et al.*, en prensa).

Por otra parte, en el núcleo metamórfico del Anticlinal de Monesterio la fábrica principal de las rocas es, según otros autores (Expósito *et al.*, 2003; Azor *et al.*, 2004), una foliación milonítica sin-metamórfica (sincrónica con la migmatización) con una lineación de estiramiento con sentido de cizallamiento de hundimiento de techo hacia el NE. En este núcleo tanto la foliación milonítica como las isogradas están plegadas por el anticlinal acostado, que es continuación del de Valuengo y cuya traza está desplazada por el sistema de cabalgamientos variscos (Expósito, 2000). Para estos autores el metamorfismo es sincinemático con la deformación por cizalla, y ambos están restringidos a una ancha banda. Las edades radiométricas disponibles señalan el Cámbrico inferior-superior como la edad más probable del evento tectonometamórfico. Por tanto, el metamorfismo y la cizalla dúctil extensional son respuestas a la extensión litosférica del *rifting* cámbrico. Esta estructuración local no implica que sea la única de estos materiales, ya que los datos regionales confirman la presencia de deformaciones y metamorfismos anteriores al ciclo paleozoico.

## 6.2. DEFORMACIÓN VARISCA

### 6.2.1. Introducción

El Macizo Ibérico ha sido dividido en varias zonas a partir de criterios estratigráficos, tectónicos, metamórficos y magmáticos (Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1974; Farias *et al.*, 1987). Según los últimos autores citados, de norte a sur se pueden distinguir las siguientes zonas: Cantábrica, Asturoccidental – Leonesa, de Galicia-Trás-os-Montes, Centroibérica, de Ossa-Morena y Surportuguesa (Fig. 1.2.1).

De acuerdo con la vergencia de las estructuras, la Cadena Varisca del Macizo Ibérico se ha dividido en dos ramas, la septentrional y la meridional (Julivert y Martínez, 1983), cuyo límite se situaría en la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (Robardet, 1976; Burg *et al.*, 1981; Parga Pondal *et al.*, 1982). La rama septentrional está formada por las zonas Cantábrica, Asturoccidental-leonesa, Centroibérica y de Galicia-Trás-os-Montes. La rama meridional por las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa (Pérez Estaún *et al.*, 2004).

Los materiales neoproterozoicos y paleozoicos de la Hoja de Córdoba se extienden en su mayor parte por el sector suroriental de la Zona de Ossa-Morena (ZOM) y en menor proporción por la Zona Surportuguesa (ZSP, centro-oeste de la Hoja) y por el Dominio Obejo-Valsequillo de la Zona Centroibérica (NE de la Hoja).

Desde el punto de vista estructural la ZOM se caracteriza por presentar pliegues asimétricos a acostados, vergentes al SO y cabalgamientos dúctiles con movimiento del bloque de techo también al SO (Pérez Estaún *et al.*, 2004), causados por un acortamiento de edad Devónico medio-superior. Estos pliegues muestran una longitud de onda y amplitud de varios kilómetros, y se caracterizan por el adelgazamiento de los flancos y el engrosamiento de las charnelas (Pérez Estaún *et al.*, 2004). Se desarrollan en condiciones de bajo grado de metamorfismo y llevan asociado un clivaje pizarroso de plano axial, sobre el que a veces se desarrolla una lineación mineral o de estiramiento débil, en general con un alto ángulo con los ejes de los pliegues (Expósito *et al.*, 2002). La edad de estos pliegues no se conoce bien, habiéndose iniciado según Pérez Estaún *et al.* (2004) probablemente en el Devónico inferior, si bien, el hecho de que no afecten al Devónico superior discordante (Sinclinal del Valle) y la inexistencia de Devónico medio apuntan a que su desarrollo principal debió de ser en el Devónico medio.

Los cabalgamientos se generaron a continuación de los pliegues acostados, a los que cortan, siendo la estructura principal el Cabalgamiento de Olivenza-Monesterio (Eguíluz, 1988; Expósito, 2000; Expósito *et al.*, 2002) que discurre por el sector central de la ZOM de NO a SE, mostrando un carácter dúctil-frágil con una fábrica marcadamente plano-linear (Eguíluz, 1988; Expósito *et al.*, 2002).

Este conjunto de pliegues y cabalgamiento vergentes al S fue seguido de una etapa extensional en el Mississipiense inferior, con la que se relacionan los depósitos olistostrómicos existentes en la Fm Terena superior. Supone un colapso desarrollado en el Carbonífero inferior (Munhá, 1983; Oliveira, 1990; Simancas *et al.*, 2003), con el que se relacionan fallas normales de bajo ángulo, estando algunas de ellas relacionadas con la apertura de cuencas carboníferas (Azor, 1994).

Por último tiene lugar una etapa compresiva que desarrolla pliegues generalmente rectos, desde abiertos a apretados. Suelen llevar asociada una foliación de plano axial de desarrollo variable que crenula a la de los pliegues acostados anteriores. Este episodio se reconoce en toda la ZOM y dominio meridional de la Zona Centroibérica (DOV) afectando al Culm de Los Pedroches, por lo que se le atribuye una edad Westfaliense (Martínez Poyatos, 1997).

Cabe separar de este modelo general de la ZOM, el Dominio de Évora-Aracena (apenas representado en esta Hoja), situado en el extremo meridional de la ZOM, en contacto con la ZSP. En ella la foliación principal es una S2 plano axial de pliegues acostados vergentes al SSO con pequeñas zonas de cizalla dúctiles en los flancos inversos, y a veces foliación milonítica con una lineación de estiramiento asociada, coetánea con un metamorfismo de baja P y baja T tanto en la Unidad de El Cubito como en la de Bajo Grado, y posterior a un metamorfismo de baja P y de alta T en su Unidad de Alto Grado. Deja ver relictos de una foliación anterior (S1), en la cual en la Unidad de El Cubito y en la de Bajo Grado del Grupo de Fuenteheridos se han encontrado evidencias de haber sufrido un metamorfismo de alta P y baja T (Bard, 1969; Booth Rea *et al.*, 2006; Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013). Al igual que en el resto de la ZOM, posteriormente tiene lugar una etapa compresiva que genera pliegues verticales, así como zonas de cizalla dúctiles.

En el borde S de este dominio en la vecina hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán y en Portugal, afloran las Anfibolitas de Beja-Acebuches, en las cuales se observa la superposición de tres etapas de deformación, la primera relacionada con un evento metamórfico de alto grado, y probablemente de cizalla; la segunda desarrolla una

deformación milonítica intensa asociada a la Zona de Cizalla Suribérica y la tercera también de carácter milonítico asociada a la Zona de Cizalla de Calabazares (Díaz Azpíroz, 2001).

La ZSP, en términos generales, se caracteriza por el desarrollo generalizado de foliación, abundante magmatismo y un gradiente térmico elevado. Existe un importante complejo vulcanosedimentario de edad Devónico terminal-Carbonífero Inferior (Viseense medio) con importantes yacimientos de sulfuros masivos, relacionado con una etapa extensional. A partir del Viseense superior, una etapa de deformación contractiva se propagó hacia el SO desde el límite con la Zona de Ossa-Morena, desarrollando pliegues con clivaje asociado y cabalgamientos vergentes al SO (Pérez Estaún *et al.*, 2004). En esta Hoja se encuentra mínimamente representada, por los depósitos pérmicos de la Cuenca del Viar y dos pequeños afloramientos a un lado y otro de la misma.

En la Zona Surportuguesa se distinguen generalmente tres dominios, basados tanto en criterios estructurales como litológicos y paleogeográficos, que de N a S son el Dominio del Pulo do Lobo, Dominio de la Faja Pirítica Ibérica y Dominio del SO Portugués. Se incluyen también en la ZSP las intrusiones del Batolito de la Sierra N de Sevilla y los depósitos de la Cuenca Pérmica del Viar, ambas en su extremo nororiental (Moreno y González, 2004). La presente Hoja incluye el sector meridional de la Cuenca Pérmica del Viar y dos pequeños afloramientos situados a ambos lados de la misma, pertenecientes al Dominio de la Faja Pirítica Ibérica.

La deformación de la Zona Surportuguesa en general, es intensa en las proximidades del contacto con la Zona de Ossa-Morena, habiéndose desarrollado ahí una deformación compleja que se simplifica gradualmente hacia el SO. La deformación migró progresivamente desde el contacto de la ZSP con la ZOM hacia el SO, disminuyendo su intensidad y siendo progresivamente más joven en esa dirección.

El Dominio Obejo-Valsequillo (DOV) de la ZCI, es el dominio más meridional de la misma, siendo definido al S de una importante falla extensional denominada Puente Génave-Castelo de Vide (Martín Parra *et al.*, 2006). Dentro de este dominio se han separado unas Unidades Alóctonas, en su extremo meridional (Martínez Poyatos, 1997) vergente al N, con dos etapas de deformación; una principal eo-varisca caracterizada por pliegues tumbados, devónicos, vergentes al NE con cizallamiento dúctil asociado, previos a la sedimentación Mississipiense; y otra que afecta al

Carbonífero inferior y medio y que da lugar a pliegues de plano axial vertical, crenulación en los materiales precarboníferos y esquistosidad principal en los restantes.

Posteriormente, esta unidad fue cabalgada hacia el NE sobre la unidad paraautóctona, situada al N, constituida por los materiales pre-carboníferos del Antiforme de Peraleda y el Culm de Los Pedroches (Martínez Poyatos *et al.*, 1998), en la que existe una fase de plegamiento principal que afecta a las rocas del Carbonífero inferior y que da lugar a pliegues de plano axial vertical. El cabalgamiento que separa ambas unidades corta a los pliegues tumbados y está plegado por los pliegues de primera fase de la unidad paraautóctona. Posteriormente se observa otra fase de plegamiento de amplios pliegues y dirección NO-SE; como en el Antiforme de Peraleda, o Valsequillo-Peraleda de la hoja de Pozoblanco, donde un pliegue levantado de segunda etapa, pliega a pliegues de primera etapa vergentes al N, evidentes en su cierre NO

La hoja de Córdoba incluye únicamente las Unidades Alóctonas del DOV.

El límite meridional del Dominio de Obejo-Valsequillo es el límite de las zonas ZCI y ZOM. Tradicionalmente se ha situado en la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba, o en el Corredor Blastomilonítico. Ambas definiciones son imprecisas, ya que la banda de deformación referida es compleja y es el resultado de la superposición de varias estructuras variscas. Concretamente sería difícil de establecer en su terminación suroriental, que es el caso de esta Hoja en donde ya no aflora la Unidad Central. Con los últimos conocimientos adquiridos, principalmente con los perfiles sísmicos profundos (IBERSEIS y ALCUDIA), la Unidad Central pertenecería a la corteza media de la ZCI, y por tanto el límite estaría en la Falla de Azuaga pertenecientes al sistema de fallas tardivariscas NO-SE, que limita por el S a la Unidad Central y cuando esta desaparece (bajo la Alineación Magmática Villaviciosa-La Coronada), por la continuación del sistema de fallas sinistras hacia el SE. En esta Hoja estaría en el contacto meridional de los Gneises del Hoyo (Unidades alóctonas del DOV) con los materiales carboníferos.

### **6.2.2. Deformaciones Eovariscas y Variscas en la ZSP**

Las deformaciones más antiguas de la ZSP, en esta Hoja, se encuentran en la Unidad de La Minilla, que aflora en el borde O de la Hoja, al oeste de la Cuenca del Viar, intruido por cuarzodioritas y gabros del BSN.

Se trata de una secuencia pelítica muy tectonizada, con un metamorfismo regional que, en la vecina hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán, alcanza en general desde

la zona de la clorita hasta la zona de la biotita, si bien, en algunos casos se ha alcanzado la del granate. En esta Hoja este metamorfismo es difícil de reconocer, ya que sobre él se desarrolla un metamorfismo de bajas P y alta T posterior producido, en parte, por la intrusión de los granitoides pertenecientes al batolito de la Sierra Norte, (BSN), desarrollándose moscovita, biotita, andalucita y cordierita, principalmente, y en algunos casos sillimanita y feldespato potásico.

La fábrica principal que se reconoce en los afloramientos es un bandeo tectónico (S2), fácilmente observable a escala de afloramiento, muchas veces está marcado por cuarzos de exudación. Esta fábrica implica una superposición de deformaciones en las que la principal, o más evidente en el campo, se superpone sobre un plegamiento con esquistosidad previa, observándose en algún caso una foliación replegada por pliegues abiertos recristalizada incluida a veces en blastos de andalucita. También se ven *ribbons* de cuarzo, a veces plegados por pliegues apretados y polygonizados y una foliación de crenulación con bandeo tectónico recristalizada. Es frecuente la existencia de venas de cuarzo plegadas y abudinadas con charnelas disruptadas y la foliación principal de plano axial. El metamorfismo de baja P y alta T, mencionado anteriormente, se desarrolla sobre la S2 y a su vez los blastos de andalucita y cordierita están afectados por una crenulación (S3).

Los rasgos tectosedimentarios que se observan en estos materiales, como el presentar al menos dos etapas de deformación previas a la intrusión del BSN, que ha sido datado entre  $346.3 \pm 0.8$  Ma (Barrie *et al.*, 2002) y  $354.4 \pm 5/-4$  Ma (Dunning *et al.*, 2002), hecho no observado en materiales del Devónico superior al Viseense inferior de la FPI, permiten atribuirlo a un sustrato pre-devónico superior, al menos; si bien algunos autores los han comparado con materiales de la Serie Negra y afines (Apraiz *et al.*, en prensa; Díez Montes *et al.*, en prensa a; Dunning *et al.*, 2002).

La Fm Horta da Torre, aflora entre dos cabalgamientos con dirección NNO-SSE y vergencia al SO, ubicados en el sector noroccidental de Lora del Rio y que se extienden desde Almadén de la Plata al Oeste, hasta el Río Viar al Este, el más occidental de los cuales separa estos materiales de los pérmicos de la Cuenca del Viar.

Muestra menos deformación que la anterior, si bien están intensamente deformados, observándose dos fases de deformación. La primera da lugar a la foliación principal (S1) con blastesis de clorita y sericita y planos irregulares de concentración de óxidos, mientras que la segunda desarrolla pliegues de plano axial que, en ocasiones desarrollan una foliación de crenulación espaciada en la zona de charnela. Esta

deformación podría estar relacionada en parte con la Zona de Cizalla Suribérica (Crespo Blanc y Orozco, 1988; Crespo Blanc, 1989), que más al oeste, pone en contacto el Dominio del Pulo do Lobo (al que pertenece la Fm Horta da Torre) con las Anfibolitas de Beja-Acebuches, mostrando criterios cinemáticos que indican un movimiento cabalgante hacia el SO, evolucionando a lateral sinistro a medida que la deformación se concentra en el borde meridional.

### **6.2.3. Deformaciones Eovariscas y Variscas en la ZOM**

#### **6.2.3.1. Deformación en el Dominio Évora-Aracena**

En el sector situado entre el Macizo de Ventas Quemadas-El Pedroso y la Cuenca del Viar, al O de la Hoja, la Unidad del Cubito muestra contactos tectónicos mediante cabalgamientos vergentes al SO, con la Fm Terena (al SO) y con las pizarras y areniscas de las Alternancias de Cumbres (Cámbrico inferior) del autóctono del flanco S del Antiforme de Monesterio.

En la vecina Hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán se observan tres etapas de deformación en estos materiales. La primera (D1) produce una foliación de bajo grado (S1) observable solamente en microlitones de D2, principalmente en las litologías ricas en cuarzo (Crespo Blanc, 1989; Booth Rea *et al.*, 2006; Ponce *et al.*, 2012). Esta foliación S1 se desarrolló en condiciones de metamorfismo de HP/LT (Booth Rea *et al.*, 2006; Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013) y es interpretada como relacionada con el comienzo de la exhumación después de la subducción del margen de Ossa-Morena debajo del Sur-Portugués (Ponce *et al.*, 2012). Destaca una lineación de estiramiento posteriormente plegada, que una vez restaurada lleva una dirección aproximada N70°E. La microfábrica de cuarzo de las venas de cuarzo tempranas sugieren una cinemática de techo hacia el E, lo que implicaría que la colisión entre la ZOM y la ZSP comenzó como una convergencia oblicua lateral sinistral (Ponce *et al.*, 2012).

La segunda etapa (D2) es la principal en campo y está asociada a pliegues isoclinales con una foliación de bajo grado, de crenulación, de plano axial, S2 (Booth Rea *et al.*, 2006) a la cual son paralelas numerosas venas de cuarzo de exudación y en la que se observa una lineación de estiramiento constituida por *ribbons* de cuarzo en los esquistos o por ocelos de feldespato alargados en las metabasitas (Crespo Blanc, 1989). La S2 se desarrolló durante una descompresión isotermal seguida por un ligero calentamiento durante la descompresión posterior (Booth Rea *et al.*, 2006).

La tercera etapa de deformación (D3) pliega a la foliación principal, desarrollando pliegues de tipo *chevron* vergentes hacia el SO con una foliación de crenulación de plano axial (S3). Los pliegues de las etapas D2 y D3 producen interferencias de tipo 3 de Ramsay (1967).

#### 6.2.3.2. Deformación en los flancos norte y sur del Antiforme de Olivenza-Monesterio

Tanto en el antiforme de Olivenza-Monesterio como en los sinclinorios situados al N y S se reconoce la presencia de dos fases compresivas de deformación Varisca.

La primera fase da lugar a un plegamiento generalizado al que se asocia una esquistosidad de plano axial regional, generalmente de tipo *slaty cleavage*. Las características estructurales se observan en los sectores menos deformados por episodios posteriores, como en la hoja de Constantina. Se trata de pliegues de dirección N120°-140°E, de ejes próximos a la horizontal, asimétricos con vergencia hacia el S. El flanco meridional es mucho más corto, con frecuencia invertido a veces tumbados (Apalategui *et al.*, 1990; Matas *et al.*, en prensa), con adelgazamiento de flancos y engrosamiento de charnelas (Azor *et al.*, 2004) y generalmente con fallas inversas. Esta etapa culmina con cabalgamientos como los del Cerro del Negrillo y Cazalla que se extienden por la Hoja de Constantina. Estos cabalgamientos cortan los pliegues y esquistosidad previa, desarrollando estructuras nuevas con brechas y estructuras SC poco desarrolladas (Eguíluz *et al.*, en prensa). La vergencia de estos cabalgamientos es la misma del plegamiento, lo que le da un carácter tangencial a toda la deformación.

En el zócalo precámbrico estos cabalgamientos dan lugar a zonas de cizalla con deformación dúctil, en las que se enraízan las estructuras de la cobertera (Eguíluz *et al.*, en prensa). Sin embargo, fuera de estas bandas no se observan estructuras variscas significativas en los materiales precámbricos. En el sector central de la ZOM la estructura más importante es el Cabalgamiento de Monesterio en el que se desarrolla una foliación milonítica de dirección NO-SE con buzamientos moderados, sobre la que aparecen lineaciones de estiramiento de direcciones norteadas (N20°E) y criterios cinemáticos indicativos de un desplazamiento de techo hacia el sur. Expósito (2000) estima el salto de este cabalgamiento en torno a los 20 km. Por su parte Simancas *et al.*



(2003) ponen de manifiesto que este cabalgamiento se enraíza en niveles medios de la corteza.

En el flanco septentrional del antiformal de Monesterio, se observan pliegues con vergencia S asimétricos, con esquistosidad de plano axial asociada, y mecanismos de deformación principalmente por *buckling*. Asociado, aunque más tardíos aparecen cabalgamientos con vergencia S; la estructuración no permite estimar su desplazamiento.

Las superficies de cabalgamiento son subparalelas a la estratificación del aloctono, pero cortan al plegamiento y esquistosidad principal. Estas superficies desarrollan estructuras de carácter frágil, como brechas, a veces de espesor decamétrico. También se observan estructuras menores como dúplex en el autóctono. Se atribuyen a la primera fase Varisca, ya que obedecen al mismo elipsoide de deformación y constituirían un episodio tardío de una etapa tangencial con vergencia Sur (Matas *et al.*, en prensa).

La prolongación del cabalgamiento de Monesterio, que hacia el noroeste separa dos unidades tectónicas con diferencias importantes no está clara en esta Hoja, si bien, podría encontrarse en la banda de cizalla que limita por el sur los granitoides de Las Atalayuelas y el Garrotal (5).

En este dominio, se cita (Eguíluz *et al.*, en prensa; Matas *et al.*, en prensa) la existencia de una banda de vergencia N que alcanza una anchura cartográfica de varios kilómetros y que se extiende desde el extremo oriental del granitoide del Garrotal hasta la esquina NE de la vecina hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán en las inmediaciones de la presa del Pintado. Su intensidad aumenta de N a S, desarrollando en la granodiorita de El Garrotal una foliación milonítica de dirección N100°E y buzamiento al sur, que lleva asociada una lineación de estiramiento mineral de dirección N20°E, que convierte la roca en un ortogneis. Se observan gran cantidad de criterios cinemáticos congruentes con un movimiento de techo hacia el norte.

El flanco sur de la Antiforma de Monesterio está constituido por un pliegue tumbado replegado, con buzamientos moderados, que hacia el SO desarrolla figuras de interferencia. En el área de la Hoja se reconocen pliegues tumbados de escala decamétrica en la zona situada al norte del Embalse de José Torán, y en la serie del Huéznar.

En la mitad oriental del flanco sur, al este del plutón de Ventas Quemadas, y al NO del Domo Migmatítico de Lora del Río se han producido procesos deformacionales

de carácter local, pero de significado regional (Apraiz, 1996). En este sector la primera fase de deformación regional varisca genera pliegues tumbados de vergencia S, con foliación de plano axial, asociados al funcionamiento de un accidente cabalgante (posible cabalgamiento de Monesterio) que provoca el emplazamiento de los granitos anatéticos cadomienses en niveles superficiales. No se han reconocido pliegues cartográficos pero en la serie del Huéznar pueden apreciarse pliegues menores de escala métrica-decamétrica congruentes con estructuras mayores de este tipo.

La edad de la deformación no ha podido ser determinada, si bien al menos debe ser posterior al Devónico inferior, puesto que afecta a la Fm Terena inferior de Expósito (2000).

Posteriormente a esta fase de plegamiento, en otros sectores del flanco N del Antiforme de Monesterio, el edificio estructural formado por los pliegues acostados y los cabalgamientos parece haber sufrido un colapso (Azor *et al.*, 2004), que afectó a todo el SO peninsular en el Carbonífero Inferior (Munhá, 1983; Oliveira, 1990; Simancas *et al.*, 2003), y que en la Zona de Ossa-Morena, da lugar a fallas normales de bajo ángulo, estando algunas de ellas en clara relación con la apertura de cuencas carboníferas (Azor, 1994).

La segunda fase de plegamiento observable en la Hoja genera pliegues cilíndricos de la misma dirección que los anteriores, más abiertos y de plano axial subvertical, a los que se asocia una esquistosidad de crenulación. Esta esquistosidad tiene un desarrollo local en las zonas de mayor apretamiento de algunos de los pliegues. De cualquier forma esta fase es la responsable de los rasgos cartográficos mayores.

Como resultado de la superposición de estas dos fases de plegamiento se originan figuras de interferencia cartográfica de los tipos 2 y 3 de Ramsay (1967) en el sinclinatorio de Barrancos-Hinojales.

En cuanto a la edad de esta fase, si se considera que el Devónico Superior-Carbonífero inferior tiene carácter discordante (*flysch* de Terena), corresponde a materiales sinorogénicos y sólo está afectado por la segunda fase de deformación, esta debe ser, al menos, Carbonífero inferior o medio (Eguíluz *et al.*, en prensa). No obstante este episodio de pliegues rectos se reconoce en toda la Zona de Ossa-Morena y la parte meridional de la Zona Centroibérica, afectando en esta última a las rocas del Culm por lo que se le atribuye una edad Westfaliense (Martínez Poyatos, 1997).

En las hojas de Las Navas de la Concepción y Palma del Río (Apalategui *et al.*, en prensa; Roldán *et al.*, en prensa) describen una tercera fase de plegamiento que da

lugar a pliegues de geometría kink, de plano axial próximo siempre a la horizontal y de dirección subparalela a las anteriores.

### 6.2.3.3. Deformación en el Domo de Lora del Río

En la mitad oriental del flanco sur, al este del plutón de Ventas Quemadas, a continuación de la primera fase de deformación Varisca, de carácter compresivo ya descrita, se desarrolla una segunda fase de deformación correspondiente a un proceso extensional consecuencia del engrosamiento cortical producido por la fase previa.

Durante los primeros estadios de esta fase, se produce un *detachment* o zona de cizalla de bajo ángulo principal, de carácter extensional, que separa un bloque de techo con características deformativas del flanco S de la Antiforma de Olivenza-Monesterio, de un bloque de muro constituido por la unidad metamórfica de Lora del Río de Apraiz (1996, 1998).

En relación con el funcionamiento de esta zona de cizalla extensional principal, se produce la crenulación de la esquistosidad previa, que en gran parte de la unidad metamórfica de Lora del Río es la estructura más penetrativa, y una lineación de dirección norteada.

Durante el proceso extensional se produce una segunda zona de cizalla que delimita en el bloque de muro dos unidades en base a criterios de grado y evolución metamórfica (Apraiz, 1996, 1999; Apraiz y Eguíluz, 2002). El bloque superior, constituido por la Serie del Huéznar, muestra una evolución progradada bien definida del metamorfismo que habitualmente sólo alcanza condiciones propias de la facies de esquistos verdes, salvo hacia la zona de contacto con el bloque inferior en que aumenta rápidamente hasta la parte alta de la facies de las anfibolitas. El bloque inferior, denominado núcleo metamórfico o Domo Migmatítico de Lora del Río, presenta un metamorfismo netamente superior, en facies anfibolita y granulitas de baja presión, donde fundamentalmente se preservan las etapas finales de la evolución metamórfica. El accidente que separa ambos bloques fue definido como una zona de cizalla extensional de bajo ángulo denominada *detachment* secundario (Apraiz *et al.*, 1993).

Alrededor de esta segunda zona de cizalla, la esquistosidad extensional previa sufre un proceso de trasposición completo y se desarrolla una lineación de dirección E-O.

De forma general, los criterios cinemáticos indican un hundimiento del bloque superior hacia el N, condicionado por el accidente extensional principal a favor del cual se desarrollan estructuras miloníticas y filoníticas características. Alrededor de la zona de cizalla secundaria, donde también se desarrollan fábricas filoníticas, se han observado criterios cinemáticos que atestiguan el hundimiento de la serie del Huéznar hacia el O.

Finalmente una falla normal con el bloque N hundido, corta el norte del Domo, poniendo en contacto el bloque inferior del bloque de muro, con distintas unidades del bloque de techo, o bien distintas unidades del bloque de techo entre sí.

Posteriormente, una tercera fase de deformación, equivalente a la segunda fase de deformación regional Varisca, responsable de la estructura cartográfica, da lugar a la generación de pliegues abiertos de plano axial vertical o ligeramente vergentes al S (Apraiz *et al.*, en prensa).

#### **6.2.4. Deformaciones Eovariscas y Variscas en el DOV**

En el borde NE de la Hoja a escala 1:200.000 de Córdoba, aflora una secuencia de materiales detríticos de edad Cámbrico inferior, que por sus facies y continuidad con la vecina hoja de Pozoblanco, se incluyen en la ZCI, tratándose por tanto de los afloramientos más meridionales del denominado Dominio Obejo-Valsequillo (ZCI), y concretamente de sus Unidades Alóctonas.

Esta Unidad muestra una evolución estructural y metamórfica mucho más compleja que su autóctono, lo que da una idea del desplazamiento que ha sufrido. Aflora en todo el borde SO del Dominio de Obejo-Valsequillo, entrando en esta Hoja por su extremo NE.

En la vecina hoja de Pozoblanco, al Oeste de La Coronada, está separada de la Unidad Azuaga-Portalegre (Unidad Central) mediante la falla normal izquierda de Matachel; al Este de La Coronada, La Unidad Azuaga-Portalegre se interrumpe bajo el complejo ígneo carbonífero de la Alineación Magmática Villaviciosa-La Coronada. Más al SE, las fallas tardías, sinistras de dirección NO-SE, ponen en contacto directamente las Unidades Alóctonas con materiales de la Zona de Ossa-Morena. El límite NE de las Unidades Alóctonas (fuera de esta Hoja) es un cabalgamiento que la superpone sobre la Unidad Parautoctona.

En esta Unidad se han reconocido varias fases de deformación sucesivas, la primera y principal da lugar a pliegues tumbados con vergencia NE, ejes subhorizontales y cizallamiento simple dúctil, desarrollado en los flancos inversos, con sentido de movimiento NO-SE. Esta fase de deformación lleva asociada una fábrica planar o plano-linear, que es plano axial de los pliegues tumbados. La fábrica planar es un clivaje grosero o un clivaje pizarroso según la litología. Este clivaje parece estar más desarrollado y mejor definido en los flancos inversos de los pliegues que en los flancos normales.

La edad de esta deformación está comprendida entre el Devónico inferior y el Carbonífero inferior y podría considerarse eo-Varisca. La falla de Matachel, que limita por el S las Unidades Alóctonas del DOV en la Hoja de Pozoblanco, es posterior a los pliegues tumbados y sincinemática con las facies Culm.

A continuación le sigue una fase de cabalgamientos con vergencia NE; y un plegamiento posterior de plano axial subvertical, con dirección NO-SE y ejes en general subhorizontales, si bien pueden mostrar una inmersión variable en función de la inclinación de las estructuras anteriores. En algunos casos estos pliegues llevan asociada una débil foliación de crenulación.

Estos pliegues afectan a los sedimentos del Carbonífero Inferior, y también al Cabalgamiento basal de las Unidades Alóctonas, como lo demuestra la presencia de semiventanas de la Unidad Parautoctona (N de Espiel y N de Peñarroya) en la Hoja de Pozoblanco. Por tanto, su edad es post-Viseense y su desarrollo se prolongó al menos hasta el Westfaliense B-C, pues sedimentos de esta edad de la banda del Guadiato fueron también afectados.

Excepto la primera, todas las demás afectan al Carbonífero, que se deposita discordante sobre los materiales paleozoicos inferiores. Este esquema se acepta en los trabajos realizados, sólo permanece una discrepancia, mientras que para algunos autores (Pérez Lorente, 1979; Apalategui *et al.*, 1985), la fase de cizalla que da lugar a la foliación milonítica es una fase de crenulación sobre otra anterior; para Azor (1994) y Martínez Poyatos (1997) la foliación milonítica está relacionada con la primera fase y principal. Esta fase principal hace cabalgar la ZCI sobre la ZOM y tiene una componente de desgarre sinistro que da lugar a la estructura más conspicua de este límite. La estructura resultante es la exhumación de la Unidad Portalegre-Azuaga y los pliegues tumbados vergentes al NE y cabalgamientos con vergencia NE, que afectan a las Unidades Alóctonas de este Dominio. Esta fase se desarrolló durante el Devónico

Medio. Posteriormente, al inicio del Carbonífero, se produce una extensión, con la aparición de fallas sinistras normales, como la Falla de Matachel, que dan lugar al depósito de grandes cuencas flyschoides. En el tránsito Viseense-Namuriense se produce otra etapa de compresión, con cabalgamientos de las Unidades Alóctonas hacia el NE y aparición de un sistema de fallas sinistras NO-SE, que son las que conforman la actual Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba. El granito de los Arenales fosiliza este evento. En el Westfaliense se reactiva la compresión y nuevamente aparece un sistema de fallas, paralelo al anterior, con una componente principal de cabalgamiento hacia el N.

La primera fase, que afecta a materiales del Devónico inferior o más antiguos, podría ser considerada como eo-varisca.

### **6.2.5. Deformaciones tardi-variscas**

#### **6.2.5.1. Fallas de desgarre**

Posteriormente a las fases principales de deformación Varisca, en toda la ZOM, como en la ZCI, se registra una fase de deformación caracterizada por el desarrollo de fracturas longitudinales de decenas de kilómetros, de dirección N110°-130°E, subverticales a 70°N, con estructuras dúctiles-frágiles en bandas de deformación decamétricas a hectométricas asociadas y una cinemática de cizalla sinistra y componente de cabalgamiento hacia el S, como por ejemplo la Falla de la Fundición. Esta fracturación tiene una repercusión cartográfica muy importante, pues es la que ha condicionado la división de dominios en la ZOM y concretamente la distribución de los afloramientos del Paleozoico medio, como en el Sinclinal del Valle (en la vecina Hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán). Así la Falla de Constantina separa dos dominios estructurales diferentes, el del N (flanco septentrional de la Antiforma de Monesterio) caracterizado por tener estructuras poco penetrativas, mientras que el del S parece pertenecer a un ámbito estructural más profundo (Matas *et al.*, en prensa).

A estas fracturas se asocian materiales pérmicos como es el caso de la Cuenca de San Nicolás del Puerto.

Esta fase es dinámica y cinemáticamente diferente a las anteriores, podría relacionarse con las grandes cizallas del Macizo Ibérico meridional, como la cizalla Sur Ibérica, que a su vez se enmarcan en el cierre tardi-varisco del Arco Ibero-Armoricano.

Otros sistemas de fracturación menos representados son el N75°-85°E, también con características de desgarres sinistros, posiblemente singenéticos con los anteriores; el N45°-55°E, que parecen representar tensionales dentro de la banda de cizalla definida

por las grandes fracturas longitudinales. Finalmente un sistema N150°E con características de desgarres dextros. Para Apalategui *et al.* (en prensa) el conjunto de sistemas de fractura representado podría resultar de una etapa compresiva de dirección N30°-50°E que desarrolla una banda de cizalla ONO-ESE de movimiento sinistro.

Estas fallas llegan a omitir cartográficamente unidades en el límite meridional de la ZOM (Simancas, 1983); y para Simancas *et al.* (2003) estos sistemas de fallas de salto en dirección son los responsables de la forma cartográfica sigmoidal que presentan algunas de las grandes unidades tectónicas de la Zona de Ossa-Morena.

#### 6.2.5.2. Episodio extensional (Cuenca del Viar)

Simancas (1983) encuentra numerosas evidencias de que fallas originalmente de desgarre rejugaron posteriormente como fallas normales, en relación con las cuales intruyeron los diques de diabasa de este sector del BSN (en la vecina hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán). Por su parte la Cuenca del Viar contiene cantos de diabasa en los conglomerados que sellan los movimientos de las fallas de desgarre (Simancas, 1983). Para este autor la falla inversa del borde oriental debió tener una componente normal durante la evolución de la cuenca, que tendría forma de semigraben, cuyo borde activo coincidiría con la actual Falla del Viar y su borde pasivo con el contacto con la ZSP. Alcanza su potencia máxima (unos 400 m) en su borde E, en el contacto con la ZOM.

García Navarro y Sierra (1998) calculan el tensor de esfuerzos para un conjunto de fallas normales de dirección NO-SE buzantes 60° al SO y fallas sinistras de dirección NNE-SSO, ambas cortadas por fallas inversas, en mármoles de la ZOM en el bloque de techo, muy próximas a la Falla del Viar. Obtienen que el esfuerzo máximo estaría próximo a la vertical, y la dirección principal de extensión entre N35°-70°E (NE-SO), subhorizontal.

Para Sierra (2004), se trataría de una cuenca híbrida de tipo *Rift v. strike-slip*, que formaría parte de un conjunto de cuencas continentales que surgieron en Europa occidental y el N de África como respuesta a la tectónica transtensiva tardivarisca (Sierra y Moreno, 2004).

### 6.3. PRINCIPALES ESTRUCTURAS VARISCAS EN LA HOJA

En esta Hoja materiales del Macizo Ibérico se hunden bajo la Cuenca del Guadalquivir, mediante una flexura causada por la Orogenia Alpina. A pesar del afloramiento reducido afloran todas las zonas del SO del Macizo Ibérico. Al NE de Córdoba los materiales pertenecen al Dominio de Obejo-Vasquillo de la ZCI. En el borde suroriental son de la ZSP y todo el afloramiento central pertenece a la ZOM

El límite de las zonas ZCI y ZOM está fosilizado por el Carbonífero Inferior de la Cuenca de Guadiato y los materiales vulcanosedimentarios del Eje Magmático Villaviciosa-La Coronada. Se trata de una estructura cortical, con una historia compleja, que se inicia en el Devónico Medio con una subducción de la ZOM bajo la ZCI, y que evoluciona, en un contexto colisional continental a una zona de desgarre sinistra, con exhumación de rocas de la corteza media y culmina con una etapa extensional, que origina potentes cuencas carboníferas sinsedimentarias. Posteriormente, están afectadas por las etapas tardi-variscas conjuntamente con las otras Zonas. En la Hoja están representados los depósitos meridionales polideformados de las Unidades Alóctonas, que aparece en pliegues tumbados con vergencia NE, y posteriormente con cabalgamientos en la misma dirección.

Al sur de este límite se extiende la ZOM. La Unidad más septentrional, Unidad Azuaga-Sierra Albarrana, está al N de la Falla del Bembézar. Este accidente está retocado por una falla tardía, que no permite observar su cinemática, el movimiento más importante está sellado por los materiales carboníferos del Eje Magmático; y pone en contacto ámbitos muy diferentes. Los depósitos de la Unidad Azuaga-Sierra Albarrana afloran tanto en la ZOM como en las Unidades Alóctonas del Dominio de Obejo-Valsequillo (ZCI); y registran una historia tectonometamórfica diferente a los de la ZOM propiamente dicha, destacando la ausencia de las plataformas carbonatadas del Cámbrico inferior y el *rifting* que se genera en el Cámbrico Medio. Además están afectados por un domo térmico que tiene su mayor expresión en la Sierra Albarrana.

Desde la Falla del Bembézar hasta la Falla del Viar (SO) aflora la ZOM en sentido estricto, su disposición estructural es un anticlinorio con un cabalgamiento en su núcleo que aproxima los dos flancos. El flanco septentrional presenta la secuencia regional típica; un basamento polideformado (Serie Negra), discordante sobre él unos depósitos vulcanosedimentarios finicadomienses (Grupo Malcocinado); una transgresión paleozoica que culmina con una plataforma carbonatada del Cámbrico; y una sedimentación detrítica que acaba en el Cámbrico Medio con algunas efusiones



básicas. El resto del Paleozoico pre-orogénico de escasa potencia tiene similitudes con el de la ZCI, si bien falta la Cuarcita Armoricana.

En el flanco meridional discordante sobre la Serie Negra se deposita una serie vulcanosedimentaria ácida que da paso a los carbonatos cámbricos. No aflora el Grupo Malcocinado. Los depósitos ligados a la fase *rifting* son importantes con potentes series vulcanosedimentarias del Cámbrico inferior. El resto de los materiales paleozoicos pre-orogénicos son muy diferentes. En paraconcordancia con el Cámbrico se deposita una potente serie siliciclástica ordovícica, seguida por un Silúrico y Devónico inferior que también tienen características propias de este flanco. En el Devónico Inferior se detectan los primeros depósitos sinorogénicos variscos (Fm Terena inferior).

Toda la ZOM está estructurada con una primera fase de pliegues vergentes al SO, seguidos de una etapa de cabalgamientos con la misma vergencia que pueden tener gran desplazamiento, como se deduce del cabalgamiento del núcleo del anticlinorio (Cabalgamiento de Monesterio), dadas las diferencias en las columnas estratigráficas. Estas estructuras están plegadas por pliegues neutros de dirección NO-SE. Que probablemente dan lugar a los grandes pliegues que se preservan actualmente. Por último se desarrolla una etapa de fracturación, cuyos últimos movimientos llegan al Autuniense (Cuenca de San Nicolás), con fallas NO-SE de gran salto en dirección, que configuran la estructura actual, y cortan la terminación periclinal del Anticlinorio de Monesterio. La más reconocida es la Falla de la Fundición.

En el flanco meridional aflora el Domo de Lora del Río, es una estructura extensional con una historia compleja como ya se ha descrito.

Por último, al SO la Cuenca del Viar (Pérmico) se deposita sobre el límite de las zonas ZOM y ZSP, este límite es una zona de sutura compleja que subduce el dominio meridional de la ZOM (Dominio de Évora-Aracena) bajo la ZSP, con una estructuración propia, que se expone en la hoja colindante de Sevilla Puebla de Guzmán.

## 6.4. DEFORMACIÓN EO-ALPINA Y ALPINA

### 6.4.1. Inversión de la Cuenca del Viar

Tras el episodio distensivo que dio lugar a la formación de la Cuenca del Viar, se produce un episodio de compresión que afecta a sus depósitos.

Durante este episodio se produce el plegamiento del relleno vulcanosedimentario de la cuenca dando lugar a una estructura sinclinal de dirección N160°E, donde el

flanco SO muestra buzamientos inferiores a 20°, mientras el flanco NE presenta la zona de máxima deformación con buzamientos verticales, o capas invertidas (Díez Montes *et al.*, en prensa a), con un eje ligeramente inclinado hacia el SE (García Navarro y Sierra, 1998).

Se genera también la falla inversa que limita el borde oriental (Falla inversa del Viar), con un trazado bastante rectilíneo, que hacia su parte Norte conecta con la zona de cizalla cabalgante de Almadén de la Plata (en la hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán), sin que exista discontinuidad alguna (Díez Montes *et al.*, en prensa a).

García Navarro y Sierra (1998), ponen de manifiesto el carácter de rampa respecto al bloque de muro de La Falla inversa del Viar, que lleva una dirección N150°E, con una longitud de 25 km, hasta quedar oculta por los sedimentos del Neógeno del Guadalquivir. Estos autores obtienen una dirección de movimiento del bloque de techo hacia el SO.

En el bloque de techo García Navarro y Sierra (1998), individualizan varias escamas con conjuntos litológicos de la ZOM, que forman parte de un abanico imbricado de dirección NO-SE. En el interior de las escamas se observa una foliación previa que puede llegar a ser milonítica, y en relación con los planos de falla importantes brechas de falla. Finalmente a continuación de las fallas inversas existen fallas dexas que las cortan y producen pequeños desplazamientos.

García Navarro (2000) y García Navarro y Fernández (2004) atribuyen esta falla inversa a un drástico cambio en el campo de esfuerzos al final del Pérmico inferior hasta quizá el comienzo del Triásico, que pasa a ser de carácter contractivo con el eje máximo de acortamiento horizontal NE-SO. Según estos autores el episodio extensional relacionado con la apertura del Atlántico no comenzaría hasta el Triásico medio-superior.

#### **6.4.2. Evolución tectónica y paleogeográfica mesozoica-cenozoica**

Con posterioridad a la ruptura postvarisca, la evolución del Macizo Ibérico y los fragmentos adyacentes de la Cadena Varisca, estuvo controlada por los siguientes eventos mayores: etapa *pre-rifting* que comprende el Triásico y Lías Superior; etapa *rifting* en el Lías Medio; etapa de deriva durante el Malm en la que comienza la separación de la subplaca Africana y de América del Norte; de nuevo etapa *rifting* de

edad Jurásico terminal-Cretácico basal, con apertura del Golfo de Vizcaya e individualización de la subplaca Ibérica de la Europea; y etapa de deriva al final del Cretácico Superior con migración de la subplaca del Atlántico Norte.

A estos eventos sigue una etapa de margen convergente que se inició durante el tránsito Cretácico-Paleoceno. Una etapa colisional de la subplaca Ibérica con la africana y europea entre el Paleozoico y Mioceno inferior. En este proceso colisional al final del Oligoceno, el límite de placa se traslada a su posición actual en el Dominio de Alborán. Es ya durante el Mioceno Inferior al Plioceno cuando se produce la apertura de las cuencas Balear y Tirreniense.

En la etapa colisional del Orógeno Alpino Ibérico se estructuraron las Cordilleras del Margen Noribérico (Pirineos Vasco-Cantábrico, Asturias y Margen Gallego), las Cordilleras del Margen Oriental (Costero-Catalanas e Ibérica), la Cordillera Bética en el margen meridional y la Cuenca Lusitánica en el margen pasivo occidental ibérico.

La Cordillera Bética se sitúa en el margen meridional de la Placa Ibérica cuya evolución fue similar a la de los otros márgenes del Sistema Alpino Mediterráneo. Durante el Mesozoico tuvo una evolución de margen pasivo con fallas transformantes asociadas. A partir del Paleoceno, pasó a margen convergente. Durante el Mioceno inferior tuvo lugar la colisión continental entre el bloque de Alborán y el margen Ibérico lo que junto a la acción de importantes fallas en régimen transcurrente originarían la estructuración de esta Cordillera.

De esta forma, en las Cordilleras Béticas se distinguen, de norte a sur, dos grandes dominios corticales: El Suribérico o Zonas Externas (Prebético, Subbético y Penibético) y el Dominio de Alborán o Zona Interna (complejos Frontal de las Zonas Internas Béticas, Maláguides, Alpujárrides y Nevado-Filábrides).

En el Dominio Suribérico y desde la cobertera tabular en el al norte (Campo de Montiel) discordante sobre el Paleozoico y Proterozoico del Macizo Ibérico, constituida fundamentalmente por series detríticas rojas del Triásico y un Jurásico carbonatado, hasta el contacto al sur con los materiales del Dominio de Alborán, se distinguen además de dicha cobertera, las zonas Prebética y Subbética.

En general la estructura de las Zonas Externas corresponde a la de una cobertera despegada a nivel del Trías, plegada y con una secuencia de cabalgamientos que afectan a las zonas Subbética y Prebética. Estos cabalgamientos tienen vergencia norte si bien en sectores meridionales de la zona se dan vergencias al sur.

El Prebético se estructura en escamas y pliegues vergentes al noroeste que pasan de direcciones este-oeste a N-S en la curvatura del arco de Cazorla. Hay también fallas de desgarre N120E, y en el tránsito al Subbético, cabalgamientos con vergencia norte a noroeste.

La estructura de la Zona Subbética es bastante compleja. Hacia el norte cabalga a la Zona Prebética y se configura con cabalgamientos y mantos de corrimiento con vergencia norte así como pliegues de dirección N80E e igual vergencia. Algunos mantos superaron en su traslación los límites del Prebético y llegaron a la Cuenca del Guadalquivir, incorporándose a su relleno durante el Mioceno superior.

Hacia el límite con las Zonas Internas, los mantos y pliegues tienen con frecuencia vergencia sur. El contacto de ambas zonas es normalmente un cabalgamiento de las Zonas Internas sobre las Externas, o bien un contacto subvertical mecanizado.

Actualmente se admite que a partir del Mioceno medio se produce un desplazamiento de dirección E-O de todo el Subbético sobre la Unidad Olistostrómica lo que da lugar a un dispositivo estructural muy complejo. Este desplazamiento explicaría la doble vergencia del Subbético hacia el N y S (sobre Prebético y Zonas Internas respectivamente). También sería congruente con la presencia de pliegues de diferente orientación y que difícilmente son explicables con un desplazamiento simple hacia el norte-noroeste.

El análisis de la evolución paleogeográfica de la Cuenca del Guadalquivir, se ha desglosado en seis etapas comprendidas entre el Mioceno medio-superior y el Plioceno.

Los sedimentos que se depositaron sobre el antepaís bético durante las dos primeras etapas, están cubiertos por otros más recientes (datos de subsuelo), por lo que su situación y disposición sobre la Meseta, ha tenido que ser deducida. En cambio, los sedimentos situados en el borde sur de la cuenca (parte frontal de las Zonas Externas), si están bien representados en afloramientos. Estos afloramientos tienen la particularidad de estar muy tectonizados, al formar parte del borde activo que se desplazó hacia el norte y oeste durante el Neógeno.

Los sedimentos depositados durante las cuatro últimas etapas, se caracterizan porque sus secuencias deposicionales afloran entre el antepaís y el borde activo (*foredeep* de la cuenca). Este borde meridional activo en algunos casos actuó como basamento móvil sobre el que se individualizaron algunas cuencas satélites.

La reconstrucción paleogeográfica se ha efectuado a partir de los datos cartográficos, teniendo en cuenta edad, extensión y disposición de las secuencias

deposicionales en el conjunto de la cuenca. Estas secuencias, separadas en el espacio y en el tiempo, han permitido interpretar la evolución paleogeográfica de la cuenca durante el depósito de las mismas.

#### 6.4.2.1. Langhiense superior-Serravalliense medio

En el Guadalquivir los sedimentos atribuidos a esta etapa están representados por una unidad de carácter gravitacional definida como Unidad Olistostrómica. Los elementos proceden del desmantelamiento y erosión de unidades fuertemente plegadas de las Zonas Externas al colisionar sobre estas el Bloque de Alborán (Figura 6.3.1). Este proceso condicionó que las series estratigráficas de naturaleza margosa (Triásico, Cretácico superior y Terciario fundamentalmente), tuvieran un comportamiento dúctil frente al plegamiento, produciendo, especialmente los materiales triásicos, despegues a nivel de cobertera. El edificio estructural, en formación a la vez que se plegaba, se fue erosionando paulatinamente dando lugar a importantes acopios de sedimentos de componente mesozoico y terciaria, constituidos por secuencias clásticas muy heterogéneas en naturaleza y tamaño.

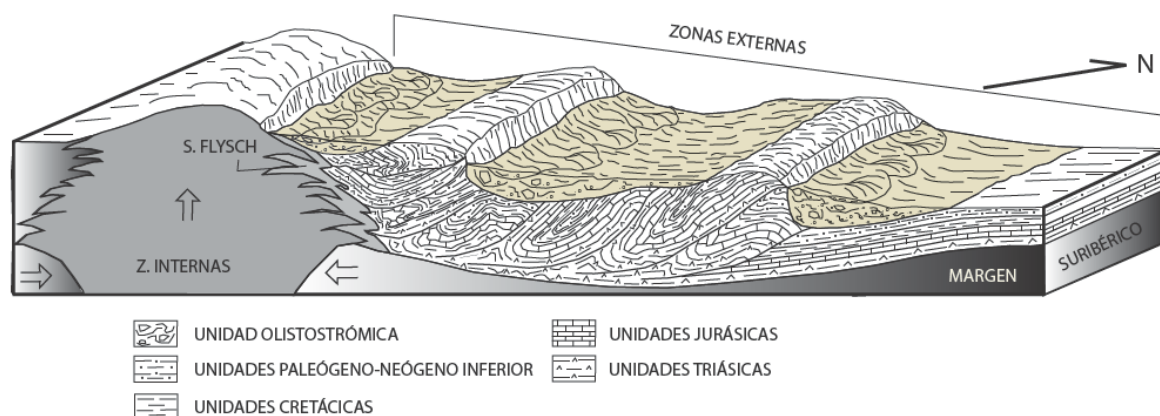


Figura 6.3.1.- Esquema de la formación de la Unidad Olistostrómica durante el Langhiense-Serravalliense medio

El límite sur de la cuenca estaría marcado por la parte frontal de las unidades subbéticas y la colisión de las Zonas Internas, desplazadas y apiladas hacia el norte. El

rápido y pertinaz desmantelamiento de estas unidades, originó elementos de diversa naturaleza y procedencia. Estos sedimentos se depositaron en parte sobre el Prebético (Prebético de Nerpio), probablemente sobre la cobertera del margen Suribérico (en la actualidad cubierta por depósitos de la cuenca del Guadalquivir) y en cuencas fragmentadas situadas sobre el Subbético y en el límite de éste y las Zonas Internas y el Surco de los Flysch; todo ello en una posición mucho más oriental que la situación que actualmente ocupan.

La Cordillera Bética en clara situación de levantamiento, con creación de relieves desde mediados del Burdigaliense (Paroxismo Burdigaliense de Hermes, 1985), suministrarían los materiales que nutren la Unidad Olistostrómica antes citada. Al mismo tiempo, dentro de las Zonas Externas se individualizaron cuencas de menores dimensiones, que se rellenaron, en sus partes basales, con unidades similares de carácter gravitacional como la del río Maíz (Hermes, 1985) o la de Moratalla (Hoedemaecker, 1973).

La tectónica sobreimpuesta a la Unidad Olistostrómica en el Mioceno superior, impide poder reconstruir una paleogeografía precisa durante este tiempo, puesto que los sedimentos del *foreland* no son aflorantes en la Cuenca del Guadalquivir. Sin embargo, sedimentos de edad equivalente de carácter nerítico y pelágico (calcarenitas y margas blancas), están representados en la Zona Prebética que formaría parte del *foreland* emergido.

#### 6.4.2.2. Serravalliense superior-Tortonense inferior

Para este tiempo (según se ha deducido de la sísmica de reflexión), el límite norte de la sedimentación sobre la Meseta emergida, no rebasó la línea geográfica de Écija-Mengíbar-Úbeda. Tanto la morfología como la naturaleza de las reflexiones que muestran esta unidad, serían congruentes con los sedimentos de una plataforma de tipo rampa que se hundía al sur.

El desplazamiento del borde sur de la cuenca del Guadalquivir hacia el norte y oeste cobijó una gran parte de esta unidad, de modo que el *foredeep* interno podría situarse en la alineación de las localidades de Osuna y Castro del Río con una dirección aproximadamente ENE-OSO. Al mismo tiempo, una parte del borde meridional se localizaría en una línea aproximadamente coincidente con la vertiente norte de la sierra

de Montilla y la alineación del río Lucena, al oeste de la localidad de Aguilar de la Frontera.

Los sedimentos situados en el borde sur se depositaron sobre un fondo móvil, que progresivamente se fue desplazando hacia el oeste y norte. En efecto, el desplazamiento del borde sur y su progresión lateral hacia el oeste y norte, condicionó la individualización de cuencas satélites sobre láminas cabalgantes. Estas cuencas satélites (*piggy-back*), regidas por un proceso de inestabilidad tectónica, comúnmente presentan en su registro estratigráfico, abundantes estructuras de carácter gravitacional (*slumping*, brechas intraformacionales, estratos imbricados, etc.). Estos rasgos denuncian que la tectónica condicionó fuertemente la sedimentación y además que los sedimentos situados próximos al frente de las láminas cabalgantes, quedaron implicados en la deformación.

#### 6.4.2.3. Tortonense superior

Los desplazamientos de la Unidad Olistostrómica, la cual incorpora grandes relieves de las Zonas Externas (sierra de Montilla), hacia el oeste y noroeste, en los bordes sur y oriental de la cuenca, fueron determinantes para que el límite septentrional de esta unidad rebasara el límite marcado por la unidad infrayacente, y se produjera una invasión de la Meseta por el mar tortoniense. Esta invasión en la transversal de Porcuna, supuso una transgresión que puede ser estimada en 10 Km de penetración, mientras que en la de Córdoba fue de 17 Km. Durante este tiempo, a través de la Cuenca del Guadalquivir, el Océano Atlántico seguía comunicado con el Mediterráneo por el Estrecho Nordbético.

El límite de la sedimentación sobre la Meseta vendría marcado por la traza que une las localidades de Linares-Córdoba-Sevilla, si bien, a partir de Mengíbar (Jaén), el Tortonense superior ya está oculto bajo sedimentos del Messiniense (Figura 6.3.2).

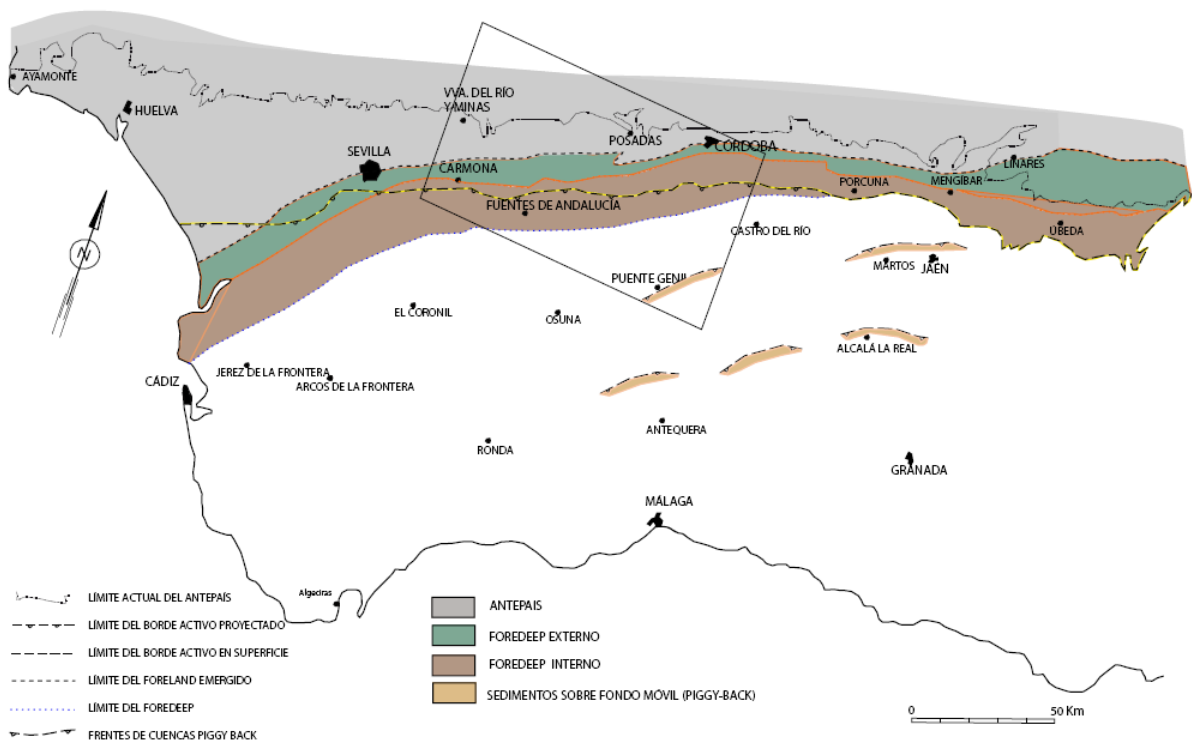


Figura 6.3.2.- Esquema paleogeográfico de la Unidad Tortoniana superior

Las facies más comunes que se observan, son calizas de algas, calcarenitas y calizas bioclásticas y en ocasiones arenas y gravas, que denotan un ambiente de plataforma somera, con influencia de terrígenos procedentes de la Meseta. Esta plataforma se dispuso en suave rampa sobre el antepaís ibérico, que se hundía hacia el sur (*foredeep* externo). Más al sur y por delante del borde activo existiría un surco (*foredeep* interno), donde se produjo la mayor acumulación de sedimentos.

La secuencia deposicional que se originó durante este tiempo, estaba constituida por un conjunto de sistemas deposicionales, cuya disposición y evolución, estuvo marcada por las variaciones relativas del nivel del mar y las modificaciones del borde activo. La secuencia sedimentaria en el *foredeep* pudo variar su espesor en función de la migración del depocentro. Los datos de subsuelo revelan la existencia de cuerpos progradantes hacia el centro de la cuenca, en relación con el desmantelamiento de la parte frontal del borde activo.

Cuando se formaron láminas tectónicas, inducidas por el movimiento del borde activo, dichas láminas individualizaron cuencas satélites, en las que la sedimentación estuvo condicionada por la tectónica. Parte de los afloramientos que se reconocen de esta edad en las localidades de, Puente Genil y Osuna, pudieron pertenecer a antiguas cuencas de *piggy-back* asociadas al frente de diferentes láminas cabalgantes activas.



La heterocronía que muestra el desplazamiento del borde sur de la cuenca, más moderno hacia posiciones occidentales, sugiere que durante el Tortoniense superior, la tectónica actuó de modo paulatino y de forma concomitante con la sedimentación.

Al final del Tortoniense el progresivo desplazamiento del borde activo hacia el oeste y noroeste, al que acompañaron nuevos levantamientos de las Zonas Externas, provocó una elevación de la parte oriental de la cuenca. Igualmente la extremidad oriental de la misma se vio afectada por el cabalgamiento prebético, que desarrolló el complejo de escamas de la Sierra de Cazorla. Este complejo de escamas estaría relacionado con un importante cabalgamiento basal, que según Guezou *et al.* (1991), conectaría con el Subbético y que denominan "Cabalgamiento Bético Basal", si bien los mencionados autores lo sitúan algo más tardío, de edad Messiniense. Este proceso acabó con el cierre definitivo del Estrecho Nordbético y la pérdida de comunicación entre los dominios Atlántico y Mediterráneo por la Cuenca del Guadalquivir.

#### 6.4.2.4. Messiniense

El emplazamiento progresivo del borde activo hacia el oeste y noroeste fue más acentuado a final del Tortoniense, produciéndose un nuevo desplazamiento del eje de la cuenca en el mismo sentido. El límite septentrional de la sedimentación, sobre el borde de la Meseta, igualmente avanzó hacia el norte; así, en el sector de Córdoba, esta transgresión fue como mínimo de 10 Km, en Sevilla del orden de 20 Km, mientras que en Huelva fue algo superior a 50 Km. Este proceso condicionó el cambio en la geometría de la cuenca y una modificación sustancial de sus límites (Figura 6.3.3).

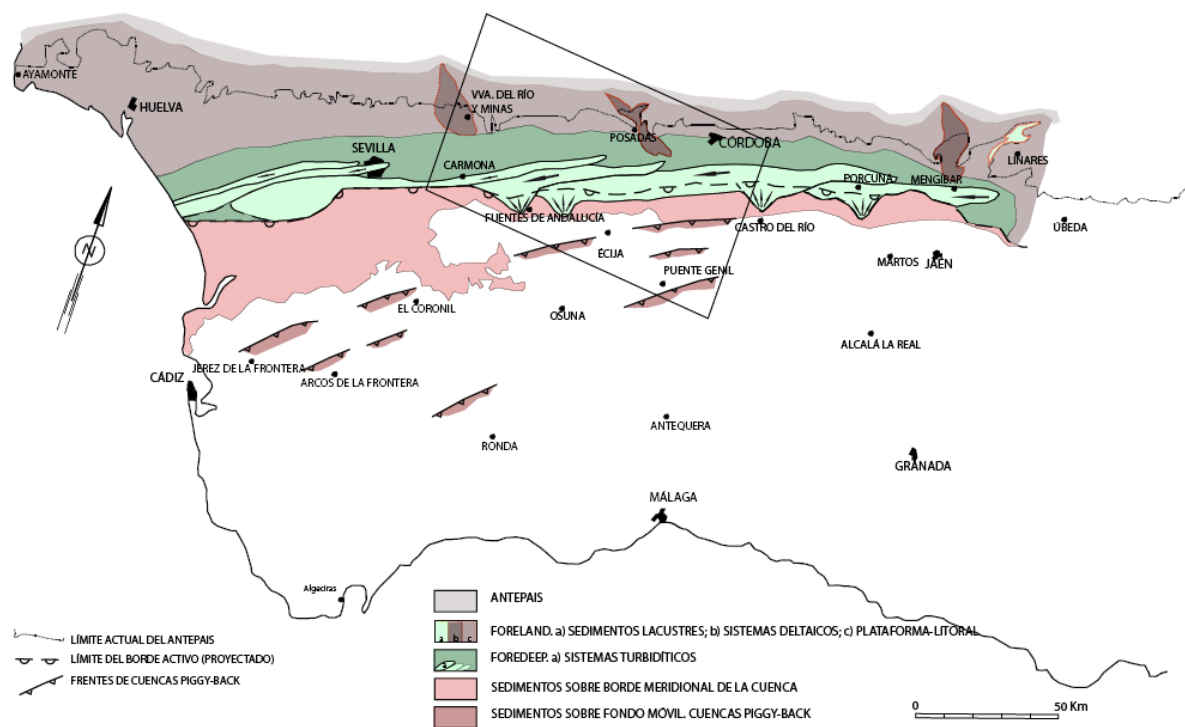


Figura 6.3.3.- Esquema paleogeográfico de la Unidad Messiniense

En este esquema paleogeográfico se identifica un conjunto de sistemas deposicionales independientes, distribuidos en el borde septentrional, meridional y zona axial de la cuenca. Todos estos sistemas se caracterizan por registrar en sus series estratigráficas, los eventos tectónicos que acontecieron en el borde activo.

En el borde septentrional de la cuenca se han identificado las facies litorales, de plataforma somera y los dispositivos deltaicos resultado del avance del mar messiniense sobre la Meseta. El registro estratigráfico de la secuencia deposicional Messiniense en este borde norte, indica cambios relativos del nivel del mar en distintos intervalos sedimentarios. Así, en el área de Marmolejo (Jaén) las facies reconocidas hacia la parte baja de la secuencia, sugieren un ascenso, mientras que en el área de Villanueva del Río y Minas (más de 130 km, al oeste-suroeste), las facies de la parte alta de la secuencia, más someras, están en relación con un descenso relativo.

El borde meridional, aunque está erosionado y los afloramientos son de poca calidad, en el área de Porcuna se reconoce una secuencia granocreciente en la cual, se pasa de facies de cuenca a las de plataforma. Esta plataforma situada sobre el borde activo, estuvo influenciada por la actividad tectónica, según se deduce de las estructuras de deformación que muestran los sedimentos. La transición de la plataforma

a la cuenca se caracterizó por un sistema de plataforma-talud-abanico turbidítico, instalado en la parte frontal de este borde, que se nutrió de elementos procedentes de secuencias inferiores e incluso de la propia secuencia Messiniense. Estos materiales fueron redistribuidos a lo largo de la parte axial de la cuenca. Tanto las paleocorrientes medidas en los sedimentos de plataforma, como en los sistemas turbidíticos asociados al borde sur, muestran dirección y sentido de los aportes hacia el noroeste; otros abanicos turbidíticos se han reconocido por sísmica entre Castro del Río y el sureste de Carmona.

Durante el Messiniense el emplazamiento del borde activo, también fue heterocrónico como en el Tortoniense. Así, mientras que en las transversales de Córdoba a Palma del Río, toda la secuencia Messiniense se depositó sobre dicho borde, desde Fuentes de Andalucía hasta Sevilla una parte de la secuencia lo hizo antes y otra después del emplazamiento del manto, cuyo desplazamiento mínimo puede estimarse entre 1 a 2 km.

Como en el caso de secuencias inferiores, se da la circunstancia, que cuando en el borde activo se desarrollaron láminas tectónicas, y sobre ellas se individualizaron cuencas satélites (*piggy-back*), éstas estaban asociadas a las partes retrasadas de dichas láminas. En algunos casos, estas cuencas muestran fallas tensionales que están en relación con la distensión producida en la parte trasera de las láminas cabalgantes. Afloramientos de esta edad, cuyo depósito pudo estar asociado al movimiento de láminas cabalgantes, se observan en el ámbito de la hoja de Puente Genil.

#### 6.4.2.5. Messiniense superior-Plioceno

Durante este tiempo comienza a producirse una caída eustática, consecuencia de la cual fue la considerable reducción de la superficie de cuenca, que llegó a alcanzar el meridiano de Almodóvar del Río, como muestra el arco que describen los sedimentos de esta edad en la cartografía de esta Hoja.

La característica más importante de esta unidad fue que desde su inicio, la sedimentación aconteció en un medio de plataforma somera de tipo rampa homoclinal. Las facies de los sedimentos en estas plataformas, van desde arenas y areniscas margosas a calcarenitas bioclásticas. En el área de Carmona, las secciones observadas muestran evidencias de una remoción y puesta en suspensión del sedimento de forma repetida. Este proceso, pudo estar relacionado con flujos de tipo oscilatorio y

multidireccional, asociados a tormentas inducidas por episodios de tipo ciclónico. La dirección y sentido de las paleocorrientes y las paleopendientes, todas ellas de componente norte en el área de Carmona, y la progradación de los cuerpos sedimentarios (observada en sísmica), también hacia el oeste y noroeste, evidencian que el eje de la cuenca se situó más al norte que en la secuencia anterior abriéndose hacia el Golfo de Cádiz.

Por otra parte, las estructuras de deformación sinsedimentaria, en algunos casos que afectan a niveles de escala métrica, en determinados intervalos de esta secuencia, sugiere que pudieron estar asociadas a movimientos del fondo de la cuenca, en relación con el desplazamiento del borde sur.

La fuerte caída eustática registrada al final de esta secuencia, generó un gran surco erosivo en la parte oriental de la cuenca (entre Posadas y Carmona) que fue rellenado por sedimentos en el Plioceno. Este surco que en algunas transversales llega a erosionar por completo las secuencias Messiniense superior-Plioceno inferior y Messiniense, incluso llegó a alcanzar al basamento. A partir del meridiano de Sevilla hacia el oeste, esta secuencia es prácticamente paraconforme con la infrayacente, y la progradación de los cuerpos sedimentarios es hacia el sur y suroeste (Figura 6.3.4).

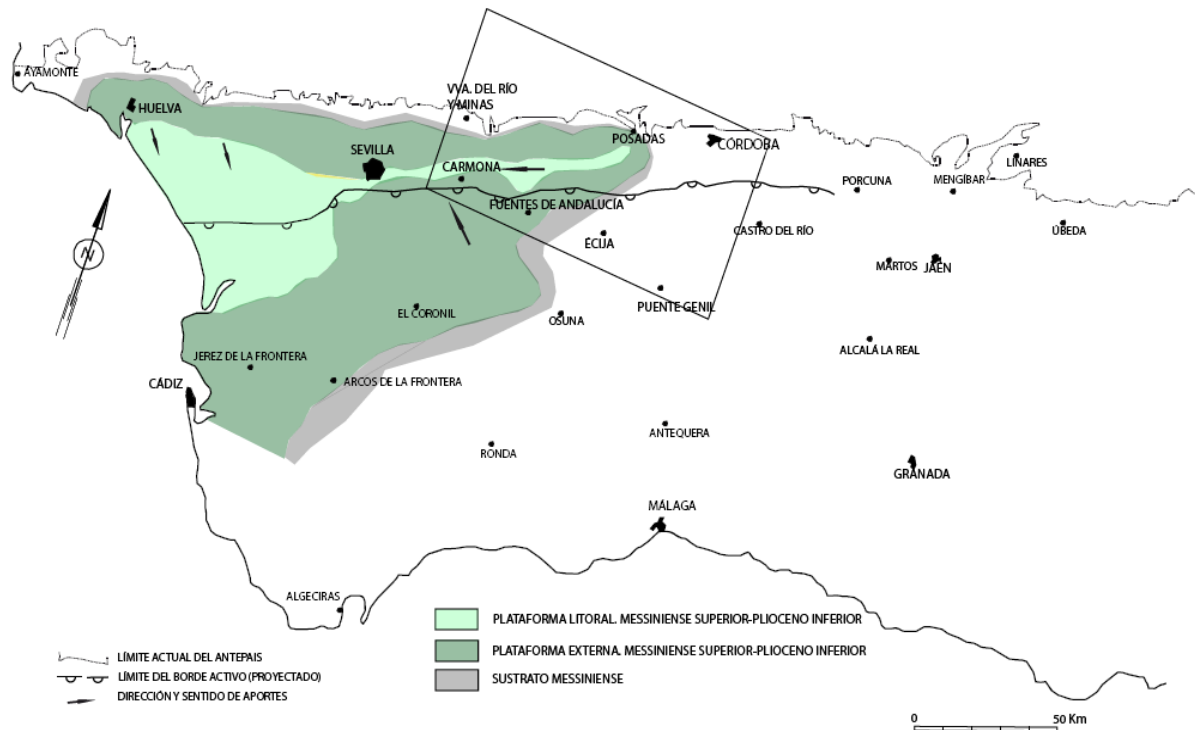


Figura 6.3.4.- Esquema paleogeográfico de la Unidad Messiniense-Plioceno inferior

La ausencia de rasgos de emersión en secuencias infrayacentes, hace pensar que el desarrollo de este surco, estuvo condicionado por un descenso del nivel del mar, pero sin dejar aflorar los sedimentos ya depositados. Por lo tanto, la erosión del surco se debió de producir en régimen submarino, al bajar de forma brusca el nivel de base. Este descenso eustático coincidiría con el registrado por Berggren y Haq (1975), en el que en base a la fauna de foraminíferos estiman un descenso eustático de al menos 40 m. Dicho descenso coincidiría con la desecación de la Cuenca Mediterránea y que aconteció al final del Messiniense.

#### 6.4.2.6. Plioceno

Tras la caída eustática acontecida durante la etapa anterior, en el Plioceno se produjo el relleno del surco creado en la parte más oriental de la cuenca. El análisis de facies sugiere que esta secuencia se depositó en un medio de plataforma, en la parte central de la cuenca. Sin embargo, los depósitos sobre la Meseta (que aparecen hacia Huelva) evidencian facies litorales, lo cual indica que el límite norte de la cuenca estuvo próximo al que se observa en la actualidad al noroeste de Huelva.

Los datos de sismica disponibles indican: la inexistencia de un *foredeep*, la migración del eje de la cuenca hacia el norte y la evidencia de cuerpos progradantes hacia el sur-suroeste, con una alimentación procedente de la Meseta (Figura 6.3.5).

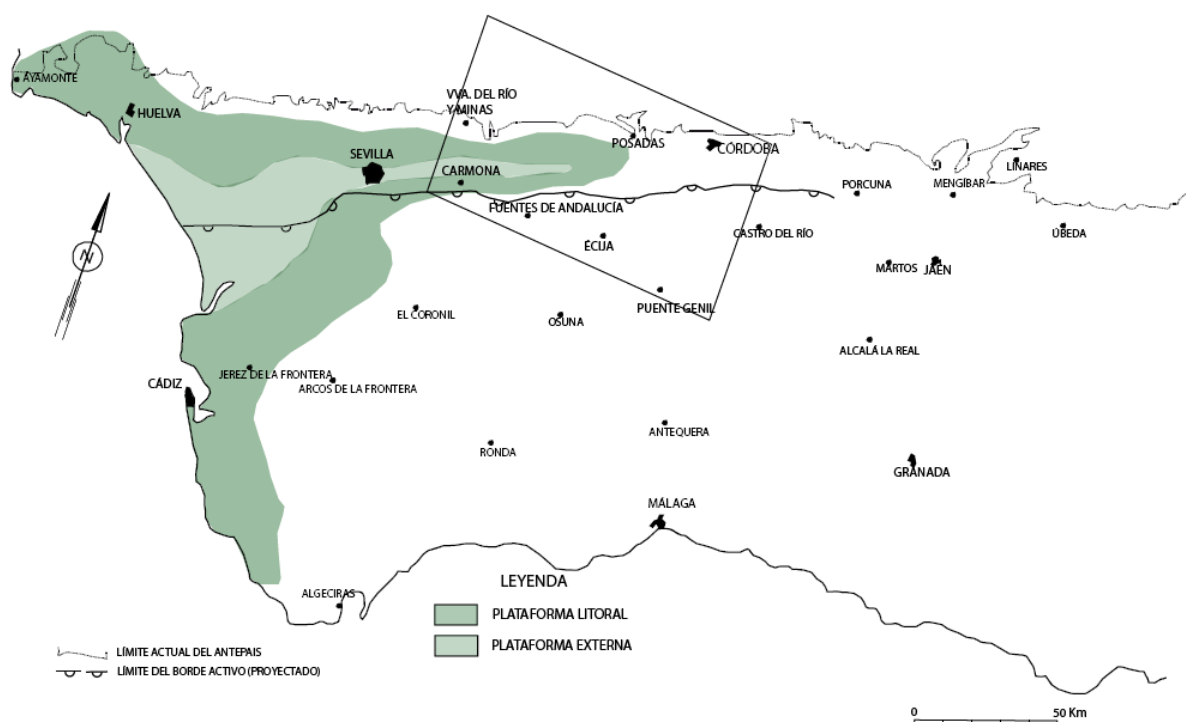


Figura 6.3.5.- Esquema paleogeográfico de la Unidad Plioceno Medio-Superior

### 6.4.3. Etapa Pliocuaternaria. Continentalización de la cuenca

La emersión y continentalización de la depresión o cuenca del Guadalquivir fue un proceso paulatino que ocurrió durante el Plioceno, dando lugar al ciclo erosivo actual. La evolución posterior del relieve estuvo condicionada fundamentalmente por los procesos de encajamiento y acumulación sedimentaria de la red fluvial. Las arterias fluviales primitivas se localizaban junto a ambos bordes de la depresión: el borde meridional o bético y el borde septentrional o ibérico. El escalonamiento en los sucesivos aterrazamientos marca la evolución pulsada hacia el emplazamiento actual del río principal, el Guadalquivir, hacia el noroeste. El borde septentrional es alcanzado por las terrazas medias para posteriormente producirse el encajamiento definitivo ligeramente más al sur.

Los niveles más antiguos y elevados del sistema de terrazas del Guadalquivir, el llamado complejo de terrazas muy altas que son las que se conservan más hacia el

sureste, pueden atribuirse al Pleistoceno inferior (hasta hace unos 800.000 años), mientras que las terrazas altas, más centradas en el valle del Guadalquivir parecen corresponder al Pleistoceno inferior y medio. En ellas se ha determinado un paleolítico inferior de carácter indeterminado, probablemente Achelense en su fase inicial. Este está claramente representado en parte de las terrazas altas y en la medias (Caro, 1999). El grueso de las terrazas medias, que prosiguen su emplazamiento hacia el noroeste de la depresión, ocurre durante el Pleistoceno medio, transito medio-superior y Pleistoceno superior. Las terrazas bajas con ubicación similar a la del curso actual y yacimientos del Paleolítico medio evolucionan con posterioridad a las fechas anteriores (Baena y Díaz del Olmo, 1994).

Ya en el Holoceno, hace 6.000 años, la transgresión flandriense permitió que el mar invadiese el curso bajo del Guadalquivir, llegando hasta la ciudad de Sevilla, dando lugar a amplias zonas de marisma que penetran decenas de Km tierra adentro (hojas de Cádiz y Huelva) quedando cerradas al mar por flechas litorales y sistemas de dunas asociadas (Goy *et al.*, 1994; González Delgado *et al.*, 2004)

## 7. HISTORIA GEOLÓGICA

A pesar del limitado afloramiento del Macizo Ibérico en la Hoja, están representados materiales de todas las Zonas meridionales en las que se ha dividido. La Zona Centroibérica está sólo representada por el DOV. La mayor parte de los materiales pertenecen a la ZOM y en su extremo occidental afloran rocas de la Zona Surportuguesa.

Dentro de esta Hoja, los materiales más antiguos aflorantes son de edad Proterozoica Superior y pueden dividirse en dos conjuntos según su relación con el evento orogénico finiprecámbrico Cadomiense o Panafricano (Apalategui y Quesada, 1987). Por una parte se encuentran los materiales de la Serie Negra y del Domo de Lora, de edad Neoproterozoico superior (Chacón *et al.*, 1984), que corresponden a sedimentos marinos depositados en una cuenca de escasa profundidad (Eguíluz, 1987) y por otra, un conjunto sinorogénico, representado por la Sucesión Tentudía.

Los afloramientos proterozoicos afloran, en el DOV representados por micaesquistos y gneises con fuerte deformación por Cizalla (Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba). En la ZOM en tres antiformas, resolviendo así la megaestructura del Anticlinorio Olivenza-Monesterio. Y por una falla extensional en el Domo de Lora.

En el intervalo Rifeense-Vendiense (Criogénico-Ediacárico) tuvieron lugar los principales movimientos Cadomienses que produjeron la estructuración y el metamorfismo de la Serie Negra que aún puede reconocerse en las áreas en las que la deformación y el metamorfismo variscos fueron de pequeña intensidad, como ocurre en el Anticlinal de Peraleda (en la vecina hoja de Pozoblanco). En esta área, la Serie Negra muestra una deformación polifásica y un metamorfismo de bajo grado cuyas características son, por el momento, mal conocidas.

Como consecuencia del evento orogénico Cadomiense tuvo lugar el desarrollo de dos conjuntos sinorogénicos de edad Vendiense. El primero de ellos está formado por los materiales del Grupo Malcocinado, que constituyen un complejo vulcanosedimentario al que están asociados numerosos cuerpos plutónicos y que se sitúa en posición meridional, en la Zona de Ossa-Morena y en el borde sur de la Zona Centroeibérica. La presencia de cantos de cuarcitas negras presumiblemente procedentes de la Serie Negra, en la base del Grupo Malcocinado indica que hubo un periodo erosivo anterior al depósito de esta última. El segundo de ellos, localizado más al norte y probablemente correlacionable con el anterior, es el Alcudiense Inferior, cuya base no aflora pero que probablemente es discordante o disconforme sobre la Serie Negra (Martínez Poyatos, 1997).

El Grupo Malcocinado representa un magmatismo predominantemente andesítico de naturaleza calcoalcalina y de tendencia trondhjémítica, que ha sido interpretado como un magmatismo orogénico ligado a un margen continental activo (Sánchez Carretero *et al.*, 1989) y formado por fusión parcial de una corteza oceánica subducida que interacciona con la cuña de manto suprayacente (magmatismo adakítico) o de corteza inferior engrosada (Martínez Poyatos, 1997).

Los materiales del Domo de Lora de corresponden con la unidad metamórfica de Lora del Río (Apraiz, 1996, 1998), separada de la Unidad de los Miradores por un *detachment* o zona de cizalla de bajo ángulo principal, de carácter extensional, se diferencian dos unidades en base a criterios de grado y evolución metamórfica (Apraiz, 1996, 1999; Apraiz y Eguíluz, 2002). El bloque superior muestra una evolución progradada bien definida del metamorfismo que habitualmente sólo alcanza condiciones propias de la facies de esquistos verdes, salvo hacia la zona de contacto con el bloque inferior en que aumenta rápidamente hasta la parte alta de la facies de las anfibolitas. El bloque inferior, al que denominan núcleo metamórfico de Lora del Río, presenta un



metamorfismo netamente superior, en facies anfibolita y granulitas de baja presión, donde fundamentalmente se preservan las etapas finales de la evolución metamórfica.

El contacto entre ambos bloques, según Apraiz (1996, 1998) presenta rasgos deformacionales característicos de una tectónica extensional y provoca un salto brusco del metamorfismo que decrece rápidamente hacia el bloque superior. El accidente que las separa fue definido como una zona de cizalla extensional de bajo ángulo denominada *detachment* secundario (Apraiz *et al.*, 1993). El bloque superior está compuesto, en la zona occidental por la Serie del Huéznar, caracterizada por una unidad pizarrosa monótona en la base, sobre la que se disponen vulcanitas ácidas, pizarras alternantes con cuarcitas y aglomerados volcánicos que aparecen en el núcleo de un sinclinal muy cerrado de plano axial vertical.

El ciclo varisco se inicia con una discordancia erosiva y una transgresión marina representada por la Fm Torreárboles que culmina con una plataforma marina somera, extendida por todas las Zonas representadas, en la que se deposita una secuencia carbonatada somera.

Al final del Cámbrico Inferior se produce una extensión (Liñán y Quesada, 1990) que culmina en un *rifting* regional, lo que da lugar a la compartimentación de la cuenca en cubetas con sucesiones sedimentarias diferentes, esto provocó que en la elaboración del MAGNA se definieran unos dominios que actualmente no están en vigor.

Con carácter general, se diferencian, el Dominio de Sierra Albarrana-Azuaga; el flanco septentrional del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio (o Cubeta de Alconera); y el flanco meridional del citado Anticlinorio.

En el Dominio de Obejo Valsequillo (ZCI) se produce la sedimentación de series siliciclásticas de plataforma somera que comienzan por conglomerados y arcosas del Cámbrico inferior y continúan con una alternancia de niveles de metareniscas y pizarras con laminaciones paralelas arenosas (Fm Azuaga) en un medio sedimentario de plataforma abierta dominada por tormentas y con una notable subsidencia (Borrero *et al.*, 1984) en el Cámbrico inferior.

En el flanco septentrional del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio, sobre la Fm Torreárboles (Serie detrítica Inferior) la serie continua con una secuencia carbonatada (Tramo Carbonatado) Fms Pedroche y Santo Domingo (Liñán, 1974) y culmina con una serie detrítica (Tramo detrítico Superior), Fm Los Villares, Capas de Benalija y Capas del Arroyo Tamujar. En esta serie hay manifestaciones volcánicas pero sin la entidad

del Flanco meridional. Una excepción lo constituye la sucesión de Loma del Aire con un vulcanismo ácido. El Cámbrico, como en toda la región, culmina con un episodio volcánico básico en el Cámbrico Medio. No se han descrito materiales del Cámbrico Superior. El resto del paleozoico preorogénico está escasamente representado por una serie siliciclástica, con un nivel carbonatado (Caliza Urbana?) en el Ordovícico Superior. Esta secuencia es de poco espesor pero por sus facies podría haber estado extendida en todo el flanco N. Es interesante remarcar que tiene bastantes similitudes con las series meridionales de la Zona Centroibérica

El flanco meridional del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio es muy diferente, presenta un Cámbrico muy potente con presencia de importantes aportes volcánicos, y podría alcanzarse el Cámbrico Superior. La base del Ordovícico es paraconcordante con los materiales infrayacentes, aunque con una discordancia algo erosiva (no hay Cuarcita Armoricana), y sobre él se deposita una potente serie siliciclástica, con algunas efusiones volcánicas principalmente básicas, denominada Fm Barrancos. Culmina con un silúrico-devónico constituido por pizarras graptolíticas que a techo intercalan láminas muy finas de areniscas (Esquistos Rayados); los materiales Ordovícico-Devónicos de este flanco, no están representados esta Hoja.

El *rifting* cámbrico permitió el ascenso de un volumen considerable de rocas ígneas, emplazadas como plutones intrusivos en el zócalo Neoproterozoico y como rocas eruptivas y complejos filonianos intercalados en la sucesión cámbrica. En el conjunto de la ZOM se distinguen dos fases principales de emplazamiento ígneo: una inicial, previa al desarrollo de la formación carbonatada, caracterizada por rocas ácidas calcoalcalinas, típicamente peraluminosas, ligadas a procesos de migmatización en segmentos mesocorticales (Sánchez García *et al.*, 2003). Y otra más tardía, marcadamente bimodal, formada por una asociación cogenética de rocas básicas, intermedias y ácidas, toleíticas a moderadamente alcalinas, originadas en una fuente astenosférica; y otro conjunto, de menor volumen, de rocas ácidas calcoalcalinas, originadas en la corteza inferior (Sánchez García *et al.*, *op. cit.*)

Según Azor *et al.* (2004), el proceso de *rifting* iniciado en el Cámbrico progresaría durante el Ordovícico y el Silúrico, generando algo de corteza oceánica, actualmente preservada en la parte inferior de la Unidad Portalegre-Azuaga, que constituye el límite entre las Zonas Ossa-Morena y Centroibérica. En este proceso intruirían numerosos granitoides de edad ordovícica, tanto en la Unidad, como en el borde meridional de la ZCI y en el septentrional de la ZOM. En el contacto meridional de la ZOM también se

preservan rocas de afinidad oceánica, relacionadas igualmente con este proceso de *rifting* iniciado en el Cámbrico. Para estos autores, durante parte del Paleozoico, la ZOM es un fragmento continental separado por algún tipo de océano de la ZCI (Gondwana) y de la ZSP por el océano Rheico. El límite entre las Zonas ZCI y ZOM pasó en algún momento del Paleozoico superior (probablemente el Silúrico) de ser un margen pasivo a activo, con subducción de la corteza de la ZOM, en parte de carácter oceánico, bajo la de la ZCI. La Unidad Portalegre-Azuaga contiene restos amalgamados de corteza oceánica subducida (eclogitas máficas), junto con fragmentos de corteza continental inferior y media. El final de la subducción oceánica daría lugar a una subducción continental y eventualmente a un proceso de colisión continental entre las Zonas Centroibérica y Ossa-Morena.

De esta forma, el primer evento deformativo varisco se produciría entre el Silúrico y el Devónico y consistiría en la subducción de la corteza de La Unidad Portalegre-Azuaga (en la vecina hoja de Pozoblanco), adelgazada durante el *rifting*, bajo el borde meridional de la Zona Centroibérica, originando un evento metamórfico de alta presión y alta temperatura (facies eclogíticas).

Cuando la subducción dejó de progresar, la deformación fue transferida al bloque de techo (Unidades Alóctonas del Dominio de Obejo-Valsequillo), produciendo los pliegues tumbados vergentes al NE durante el Devónico Medio-Superior. Estas estructuras de vergencia NE son de sentido contrario al de la subducción, y por tanto, deben explicarse como conjugadas del cabalgamiento principal de la Zona Centroibérica sobre la Zona de Ossa-Morena. La intensa deformación que produjo estos pliegues tumbados apenas tuvo repercusión en la ZOM, donde sólo se reconocen lagunas estratigráficas en el Devónico Medio y en el Carbonífero Inferior, sin embargo, generaría una zona elevada y sujeta a erosión que desmontaría la pila de pliegues tumbados y originaría la discordancia angular entre las rocas sedimentarias del Carbonífero Inferior y su sustrato.

En relación con movimiento extensional de la zona de cizalla se produjo una subsidencia en el bloque de techo que dio lugar a la cuenca marina Carbonífera del Guadiato-Pedroches (Martínez Poyatos, 1997). Durante el Tournaisiense Superior-Viseense toda la cuenca es subsidente, pero a partir del Serpukhoviense (Namuriense inferior) y mientras la zona de los Pedroches sigue subsidiendo, en la parte SO (Guadiato) se produce un cabalgamiento que ocasiona el depósito de facies parálicas y

posteriormente límnicas en el bloque de techo (cuenca *piggy-back*), principalmente representado en la hoja de Pozoblanco.

Durante el Carbonífero medio-superior continuó la compresión en un contexto colisional más amplio, ya que también se estaría produciendo colisión continental en el límite meridional de la ZOM, en su contacto con la ZSP. Dando lugar a un acortamiento general de dirección NE-SO, con pliegues verticales de la fase principal en las zonas no afectadas por los pliegues tumbados y de la fase de crenulación en las afectadas por éstos, afectando ya a los sedimentos Culm del Carbonífero. En la Zona de Ossa-Morena este episodio produjo fundamentalmente una verticalización de las estructuras previas.

En la Unidad de Albarrana-Azuaga en la base del Carbonífero se produce una etapa extensional que da lugar al metamorfismo de alta T que afecta al núcleo de Sierra Albarrana; y que está fosilizado en la septentrional hoja de Pozoblanco por la Cuenca de Valdeinfierno cuyos bloques y cantos presentan toda la deformación y metamorfismo de las rocas encajantes.

El desarrollo de una zona de cizalla frágil, con sentido de movimiento sinistral, a lo largo del Eje Badajoz-Córdoba, da lugar a fallas que limitan al norte y al sur la Unidad Azuaga-Portalegre (Unidad Central), prolongándose la falla septentrional por la esquina NE de esta Hoja, sin que la Unidad Azuaga-Portalegre llegue a entrar en la misma. En este momento se originan la mayoría de las fallas longitudinales que compartimentan el sector septentrional de la Hoja. En relación con algunas de estas fallas de desgarre se produjeron depósitos sedimentarios en cuencas tipo *pull-apart* en la Zona de Ossa-Morena, que posteriormente se ven, a su vez, involucradas en el proceso de cizallamiento (San Nicolás del Puerto).

También, aparentemente, en relación con este cizallamiento frágil, tiene lugar un importante proceso de actividad magmática que genera parte del Complejo plutonovolcánico básico de Villaviciosa-La Coronada.

En el extremo SO del afloramiento varisco de la Hoja, en el borde oriental de la Cuenca del Viar, hay un pequeño afloramiento, relacionado con los materiales del Dominio Évora-Aracena descritos en la vecina Hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán. En él están representados materiales correlacionables con la Fm La Umbría (Serie Negra), así como los carbonatos y Complejo Vulcanosedimentario de Aracena (Cámbrico inferior-medio), sucesión siliciclástica de la Fm Terena (Mississippiense) y, sobre todo con la Unidad de Moura-Cubito. Estos materiales (Unidad de Moura-Cubito, Serie

Negra y Cámbrico inferior-medio) habrían sufrido, en distinto grado, un evento deformativo eo-varisco de alta P/baja-intermedia T, relacionado con un episodio de subducción hacia el SO de la corteza oceánica del Rheico y del margen continental de Gondwana (ZOM), bajo el margen surportugués, con posterior exhumación de las unidades del margen subducidas (ver para más detalle la Hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán, y Rubio Pascual *et al.*, 2013).

Por otra parte, en contacto tectónico bajo estos materiales de la ZOM, en el borde E de la Cuenca del Viar, se encuentra un pequeño afloramiento representativo de las unidades siliciclásticas relacionadas con el desmantelamiento de las unidades exhumadas (Fm Horta da Torre), durante el Devónico superior. En el borde O de la Cuenca del Viar, se observa un pequeño afloramiento de la Unidad de La Minilla, relacionada probablemente con un arco volcánico situado sobre la placa que subduce, probablemente durante el Devónico inferior, así como dos afloramientos de rocas básicas y granitoides de tendencia trondhjémítica, pertenecientes al Batolito de la Sierra Norte (BSN), relacionados con un episodio de extensión transtensiva con adelgazamiento de la corteza y ascenso del manto astenosférico, producido posteriormente durante el Mississipiense inferior-medio, y previamente al acortamiento producido con vergencia al SO en el Mississipiense superior.

Durante el Pérmico inferior (Cisuraliense) se forma la Cuenca del Viar, relacionada con una serie de cuencas continentales que surgieron en Europa occidental y el N de África como respuesta a la tectónica transtensiva tardivarisca (Sierra y Moreno, 2004). Originalmente debió tener forma de semigraben, cuyo borde activo coincidiría con la actual Falla del Viar y su borde pasivo con el contacto con la ZSP (Simancas, 1983), siendo su dirección principal de extensión NE-SO subhorizontal (García Navarro y Sierra, 1998).

El registro sedimentario de esta cuenca está constituido por materiales fundamentalmente detríticos de color rojo y rocas volcánicas básicas, con una representación menor de depósitos volcanoclásticos y lavas ácidas que aparecen en discordancia angular y erosiva sobre las rocas de la ZSP y son cabalgados por las series de ZOM en su límite nororiental. Se organizan en dos megasecuencias (Díez Montes *et al.*, en prensa a) con conglomerados en la base e intercalados en cada secuencia, así como intercalaciones de coladas de basaltos, vacuolares a techo, con características de toleitas continentales. Se intercalan también depósitos piroclásticos, de caída, de oleada y de colada, de afinidad riodacítica (Sierra *et al.*, 2000, 2003). Hacia techo de la

secuencia se encuentran depósitos de lignitos, silixitas y carbonatos. Comienzan siendo depósitos fluviales y evolucionan a depósitos lacustres (Wagner y Mayoral, 2007).

Después de la formación de la Cuenca del Viar, desde el final del Pérmico inferior hasta quizá el comienzo del Triásico, se produce un episodio compresivo con el eje máximo de acortamiento horizontal NE-SO (García Navarro, 2000; García Navarro y Fernández, 2004), que pliega al relleno vulcanosedimentario de la cuenca, dando lugar a una estructura sinclinal, asimétrica de dirección NNO-SSE, vergente al O, llegando a estar invertido el flanco E, y con un eje ligeramente inclinado hacia el SE. Se genera también la falla inversa que limita el borde oriental, de 25 km de longitud, con carácter de rampa respecto al bloque de muro y dirección de movimiento del bloque de techo hacia el SO (García Navarro y Sierra, 1998).

Desde el Triásico hasta el Cretácico terminal o inicio del Paleógeno se produce la reactivación en régimen distensivo de fallas tardivariscas.

A partir del Cretácico terminal o inicio del Paleógeno (Vera, 1988), el margen sudibérico pasó a ser un margen convergente al iniciarse la subducción de los fondos oceánicos hacia el Sur, bajo el bloque de Alborán. A partir de entonces se inicia un proceso progresivo de deformación que culmina en el Mioceno, cuando se inicia la colisión continental.

La Cuenca del Guadalquivir se formó como una cuenca de antepaís al norte del Orógeno Bético durante el Neógeno, situada entre el frente de la Cadena Bética (borde activo) y la Meseta Ibérica (borde pasivo). Presenta un marcado carácter asimétrico, con un margen pasivo septentrional asentado sobre el zócalo varisco y limitado por una flexura. La superficie del basamento se sumerge paulatinamente hacia el sur, de manera que la parte más profunda se encuentra en la zona más próxima al borde bético, caracterizado por una tectónica de cabalgamientos vergentes hacia la cuenca.

La evolución de esta cuenca se desarrolló de forma simultánea a la evolución de la cadena y aconteció entre el Mioceno medio y el Plioceno. El borde sur de la cuenca constituido por una gran cuña tectónica (Manto Bético), se fue desplazando hacia el norte y hacia el oeste, del mismo modo que lo hizo la línea de costas sobre los dos bordes. Este proceso condicionó el relleno sedimentario de la cuenca, que ha sido ordenado en seis secuencias deposicionales.

De las seis secuencias, las tres más antiguas forman parte del borde meridional, activo. Los sedimentos depositados durante las cuatro últimas etapas, se caracterizan

porque sus secuencias deposicionales afloran entre el antepaís y el borde activo (*foredeep* de la cuenca).

Durante el Langhiense superior-Serravalliense medio, en el Guadalquivir se produce la deposición de una unidad de carácter gravitacional definida como Unidad Olistostrómica, cuyos elementos (de origen muy variado) proceden del desmantelamiento y erosión de unidades fuertemente plegadas de las Zonas Externas al colisionar sobre estas el Bloque de Alborán. Estos elementos (sucesiones del Triásico, Cretácico superior y Terciario), de carácter a menudo margoso, dieron lugar a despegues a nivel de cobertera.

Para el Serravalliense superior-Tortonense inferior, la sedimentación es congruente con sedimentos de plataforma de rampa que se hundía hacia el sur. Los sedimentos depositados en el borde sur se depositaron sobre un fondo móvil que se desplazaba hacia el oeste y norte, lo que dio lugar al desarrollo de cuencas de *Piggy-back* con abundantes estructuras de carácter gravitacional.

Durante el Tortonense superior, los desplazamientos de la Unidad Olistostrómica dieron lugar a una invasión de la Meseta por el mar, en un ambiente de plataforma somera en suave rampa sobre el antepaís ibérico, que se hundía hacia el sur. Por delante del borde activo (al sur), existiría un surco con la mayor acumulación de sedimentos.

El emplazamiento progresivo del Manto Bético hacia el norte y el oeste fue más acentuado a final del Tortonense, produciéndose un nuevo desplazamiento del eje de la cuenca en el mismo sentido, y avanzando hacia el N, sobre el borde de la Meseta el límite septentrional de la sedimentación. En el borde septentrional de la cuenca se desarrollan facies litorales, de plataforma somera y los dispositivos deltaicos resultado del avance del mar messiniense sobre la Meseta.

En el borde meridional, se desarrollan secuencias en las cuales, se pasa de facies de cuenca a plataforma influenciada por la actividad tectónica. La transición de la plataforma a la cuenca se caracterizó por un sistema de plataforma-talud-abanico turbidítico, que se nutrió de elementos procedentes de secuencias inferiores e incluso de la propia secuencia Messiniense. Estos materiales fueron redistribuidos a lo largo de la parte axial de la cuenca. Tanto las paleocorrientes medidas en los sedimentos de plataforma, como en los sistemas turbidíticos, muestran dirección y sentido de los aportes hacia el ONO.

Durante el Messiniense superior-Plioceno inferior comienza a producirse una caída eustática, a consecuencia de la cual comenzó a reducirse la superficie de cuenca, que llegó a alcanzar el meridiano de Almodóvar del Río (Córdoba). La sedimentación aconteció en un medio de plataforma somera de tipo rampa homoclinal, con facies de arenas y areniscas margosas a calcarenitas bioclásticas. El eje de la cuenca se situó más al norte que en la secuencia anterior abriéndose hacia el Golfo de Cádiz.

La fuerte caída eustática registrada al final de esta secuencia, generó un gran surco erosivo en la parte oriental de la cuenca, que fue rellenado por sedimentos en el Plioceno. En algunas transversales llega a erosionar por completo las secuencias Messiniense superior-Plioceno inferior y Messiniense, llegando a alcanzar al basamento. A partir del meridiano de Sevilla hacia el oeste, esta secuencia es prácticamente paraconforme con la infrayacente.

Durante el Plioceno se produjo el relleno del surco creado en la parte más oriental de la cuenca, depositándose esta secuencia en un medio de plataforma, en la parte central de la cuenca, mientras que los depósitos sobre la Meseta (que aparecen hacia Huelva) muestran facies litorales, lo que indica que el límite norte de la cuenca estuvo próximo al que se observa en la actualidad al noroeste de Huelva.

La paulatina continentalización de la Cuenca del Guadalquivir durante el Plioceno da lugar a la instauración de la red fluvial actual, cuya evolución, debido a la proximidad de la costa, ha estado muy relacionada con las fluctuaciones del nivel del mar (Goy *et al.*, 1994). El encajamiento posterior ha dado lugar a un sistema de hasta 17 terrazas escalonadas en dirección noroeste (Díaz del Olmo *et al.*, 1989) visibles aguas arriba (en esta Hoja geológica) donde los escalones más antiguos y elevados que alcanzan valores próximos a +200 m se han atribuido al Pleistoceno inferior (Díaz del Olmo *et al.*, 1989).

## 8. BIBLIOGRAFIA

ABAD, I.; NIETO, F. y VELILLA, N. (2001). The Phyllosilicates in Diagenetic-Metamorphic Rocks of the South Portuguese Zone, southwestern Portugal. *Can. Miner.*, 39: 1571-1589.

ABAD, I.; NIETO, F. y VELILLA, N. (2002). Chemical and Textural characterization of diagenetic to low-grade metamorphic phyllosilicates in turbidite sandstones of



the South Portuguese Zone: A comparison between metapelites and sandstones. *Schw. Min. Petrog. Mitt.*, 82: 303-324.

ABAD, I.; NIETO, F.; VELILLA, N. y SIMANCAS, J. F. (2004). Zona Sudportuguesa. Metamorfismo. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 209-211.

ÁBALOS, D. (1987). *Tectónica y metamorfismo en el Núcleo de Almadén de la Plata*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco. Inédito.

ÁBALOS, B. (1990). *Cinemática y mecanismos de la deformación en régimen de transpresión. Evolución estructural y metamórfica de la Zona de Cizalla de Badajoz – Córdoba*. Tesis Doctoral Univ. País Vasco: 430pp

ÁBALOS, B. y EGUÍLUZ, L. (1990). Aplicación del estudio petroestructural del cuarzo al establecimiento de las relaciones esfuerzo-deformación en tectonitas y sus implicaciones en la dinámica de las zonas de cizalla. Ejemplo del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico, SW España). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 181-197.

ABBATE, E.; BORTOLOTTI, V. y PASSERINI, P. (1979). Olistostromes and olistoliths. *Sedimentary Geology*. 4. pp. 521-527.

AGENCIA DEL MEDIO AMBIENTE-JUNTA DE ANDALUCÍA (1984). Catálogo de Suelos de Andalucía. Serie: *Monografías del Medio Ambiente*. Junta de Andalucía, 3, 239 págs.

AGUIRRE, E.; LHÉNAFF, R. y ZAZO, C. (1973). Nuevos fósiles de elefantes en Andalucía. *Est. Geológicos*, 29, 295-306.

ALMARZA, J. (1976). Unidades Precámbricas en el área de Álamo-Campo Alto (Sierra Morena, Provincia de Córdoba). *Cuad. Geol.*, 7:141-159.

- ALMARZA, J.; BURGOS, J.C.; CRESPO, J.L. y MATAS, J. (1973). *Estudio de una serie detrítica en la cuenca carbonífera de Peñarroya-Belmez*. Trab. Pract. De Sedimentología Univ. De Granada. Ined.
- APALATEGUI, O.; BARRANCO, E.; CONTRERAS, F.; DELGADO QUESADA, M. y ROLDÁN, F.J. (1984). Mapa y Memoria explicativa de la *Hoja nº 917 (Aracena)* del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), IGME.
- APALATEGUI, O.; BORRERO, J.D.; CARRACEDO, M.; PÉREZ DE LA BLANCA, J.C.; ROLDÁN, F.; SOUBRIER, J.; GARROTE, A. e HIGUERAS, P. (1985 a). Mapa y memoria explicativa de la *Hoja nº 902 (Adamuz)* del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). IGME, Madrid
- APALATEGUI, O.; BORRERO, J.D.; DELGADO QUESADA, M.; ROLDÁN, F. y SÁNCHEZ CARRETERO, R. (1985 b). Mapa y memoria explicativa de la *Hoja nº 901 (Villaviciosa de Córdoba)* del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). IGME, Madrid
- APALATEGUI, O.; BORRERO, J.; EGUÍLUZ, L.; ROLDÁN, F.J.; GARROTE, A.; HIGUERAS, P.; LIÑÁN, E. y PALACIOS, T. (1985 c). Mapa y memoria explicativa de la *Hoja nº 878 (Azuaga)* del Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- APALATEGUI, O.; GARROTE, A.; ROLDÁN, F.J. y SÁNCHEZ CARRETERO, R. (1985 d). Mapa y memoria explicativa de la *Hoja nº 879 (Peñarroya-Pueblonuevo)* del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). IGME, Madrid
- APALATEGUI, O.; BORRERO, J.D.; ROLDÁN, F.; GARROTE, A. y EGUÍLUZ, I. (1985). Mapa y memoria explicativa de la *Hoja nº 899 (Guadalcanal)* del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA).IGME, Madrid

- APALATEGUI, O.; PÉREZ LORENTE, F.; ROLDÁN, F. e HIGUERAS, P. (1985 e)  
Mapa y memoria explicativa de la *Hoja nº 880 (Espiel)* del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA).IGME, Madrid
- APALATEGUI, O.; BORRERO, J.D. e HIGUERAS, P. (1983). División en grupos de rocas en Ossa Morena Oriental. *V Reunión del Grupo de Ossa Morena*.
- APALATEGUI, O.; BARRANCO, E.; CONTRERAS, F. y ROLDÁN, F.J. (1983b).  
Mapa y memoria explicativa de la *Hoja nº 916 (Aroche)* del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), IGME.
- APALATEGUI, O.; CONTRERAS, F. y EGUÍLUZ, L. (1990). Mapa y memoria explicativa de la *Hoja nº 918 (Santa Olalla de Cala)* del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), IGME.
- APALATEGUI ISASA, O.; CONTRERAS VÁZQUEZ, F.; LEYVA CABELLO, F.; MATAS GONZÁLEZ, J. y CARVAJAL MENÉNDEZ, A. (2007). Mapa y memoria explicativa de la *Hoja nº 898 (Puebla del Maestre)* del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), IGME.
- APALATEGUI, O.; EGUÍLUZ, L. y QUESADA, C. (1990b). Part V: Ossa-Morena Zone. Structure. In: DALLMEYER, R.D. y MARTINEZ GARCIA, E. (Eds.).- *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*: 280-291.
- APALATEGUI, O.; CONTRERAS, F. y ROLDÁN, F.J. (en prensa). Mapa y memoria explicativa de la *Hoja nº 921 (Las Navas de la Concepción)* del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), 2ª edición. IGME.
- APRAIZ, A. (1996). Características estructurales asociadas al núcleo metamórfico de Lora del Río (Zona de Ossa-Morena). *Geogaceta*, 20 (4): 905-908.
- APRAIZ, A. (1998). *Geología de los macizos de Lora del Río y Valuengo (Zona de Ossa-Morena). Evolución tectonometamórfica y significado geodinámico*. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco, 575 p.

- APRAIZ, A. (1999). Modelización térmica de un proceso extensional complejo con dos zonas de cizalla de bajo ángulo simultáneas (núcleo metamórfico de Lora del Río, Zona de Ossa-Morena, Macizo Ibérico). *XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular. Extended Abstracts*: 13-24.
- APRAIZ, A. y EGUÍLUZ, L. (2002). Hercynian tectono-thermal evolution associated with crustal extension and exhumation of the Lora del Río metamorphic core complex (Ossa-Morena zone, Iberian Massif, SW Spain). *Int. J. Earth Sciences (Geol.Rundsch.)*, 91: 76-92.
- APRAIZ, A.; EGUÍLUZ, L. y ABALOS, B. (1993). Evolución Metamórfica y Anatexia en el núcleo de Lora del Río (Zona de Ossa-Morena). *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 85-103.
- APRAIZ, A.; EGUÍLUZ, L.; LEYVA, F.; MUÑOZ DEL REAL, J.L.; DÍEZ MONTES, A. y MATAS, J. (en prensa a). Mapa y memoria explicativa de la *Hoja nº 941 (Ventas Quemadas)* del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), 2ª edición. IGME.
- APRAIZ, A.; EGUÍLUZ, L.; MUÑOZ DEL REAL, J.L.; LEYVA, F.; DÍEZ MONTES, A. y MATAS, J. (en prensa b). Mapa y memoria explicativa de la *Hoja nº 963 (Lora del Río)* del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), 2ª edición. IGME.
- APRAIZ, A.; ORTEGA, L.A. y EGUÍLUZ, L. (1999a). Caracterización geoquímica de los productos de fusión crustal en el núcleo metamórfico de Lora del Río (Zona de Ossa-Morena Macizo Ibérico). *XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular. Extended Abstracts*: 25-38.
- APRAIZ, A.; ORTEGA, L.A. y EGUÍLUZ, L. (1999b). Caracterización geoquímica de la granodiorita anatéctica Cadomiense del Garrotal (Zona de Ossa-Morena, Macizo Ibérico). *XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular. Extended Abstracts*: 57-70.

- APRAIZ, A.; ORTEGA, L.A.; EGUÍLUZ, L. y ETXEBERRIA, M. (1999c). Geoquímica de las rocas básicas generadas durante procesos extensionales postcadomienses (NO de Sevilla, Zona de Ossa-Morena, Macizo Ibérico). *XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular. Extended Abstracts*: 39-56.
- ARAUJO, A. (1995). *Estrutura de uma geotransversal entre Brinches e Mourão (Zona de Ossa-Morena: implicações na evolução geodinâmica da margem sudoeste do Terreno Autóctone Ibérico)*. Tesis Doctoral, Univ. Évora: 200 pp.
- ARAUJO, A.; FONSECA, P.; MUNHÁ, J.; MOITA, P.; PEDRO, J. y RIBEIRO, A. (2005). The Moura Phyllonitic Complex: An Accretionary Complex related with obduction in the Southern Iberia Variscan Suture. *Geodinamica Acta*, 18(5): 375-388.
- ARAUJO, A.; PIÇARRA ALMEIDA, J.; BORREGO, J.; PEDRO, J. y OLIVEIRA, T. (2006). As regiões central e sul da Zona de Ossa-Morena. Em: *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria* (Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, Editores). Univ. Évora, Évora: 151-172
- ARENAS, R.; FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GIL IBARGUCHI, J.I.; GONZÁLEZ LODERO, F.; KLEIN, E.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; ORTEGA, E.; PABLO MACIÁ, J. G. DE; PEINADO, M. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1988). Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia Tras-os-Montes. *2º Congr. Geol. Esp., Simposios*: 75-84
- ARRIOLA, A. y EGUÍLUZ, L. (1983). Migmatitas de Lora del Río (Sevilla): Estructurología y deformación. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 69: 259-263.
- ARRIOLA, A. y GARROTE, A. (1980). Nuevos datos sobre la geología del núcleo metamórfico de Lora del Río (Sevilla). Sierra Morena. In: 1ª Reunión sobre la geología de Ossa-Morena. *Temas Geológico-Mineros*, 43-52.

- AZOR, A. (1994). *Evolución tectonometamórfica del límite entre las zonas Centroibérica y de Ossa-Morena (Cordillera Varisca, SO de España)*. Tesis Doctoral Univ. Granada: 295pp
- AZOR, A.; EXPÓSITO, I.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; SIMANCAS, J.F. y MARTÍNEZ POYATOS, D. (2004). Zona de Ossa-Morena. Estructura y metamorfismo. Deformación y metamorfismo prevariscos: Los núcleos metamórficos de baja presión de Valungo y Monesterio. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), *SGE-IGME*, Madrid: 173-177.
- AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; HACAR RODRÍGUEZ, M.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y PÉREZ ESTAÚN, A. (1992a). Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del Olló de Sapo. En: J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra e I. Rábano (Eds.). *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Univ. Extremadura: 469-484.
- AZOR, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; MARCOS, A y SIMANCAS, J, (1991). Edad y estructura de las rocas de Sierra Albarrana. Implicaciones regionales. *Geogaceta*, 10: 119-121.
- AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y SIMANCAS, J.F. (1994): Tectonic evolution of the boundary between the Central Iberian and Ossa-Morena zones (Variscan belt, southwest Spain). *Tectonics*, 13: 45-61.
- BAENA, J. (1973). Mapa y Memoria explicativa de la *Hoja nº 910 (Caravaca de la Cruz)* del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), IGME.
- BAENA, R. (1993). *Evolución cuaternaria (3 Ma) de la Depresión del Medio-Bajo Guadalquivir y sus márgenes*. Tesis Doctoral. Facultad de Geografía e Historia de Sevilla. 589 pags.
- BAENA, R. y DÍAZ DEL OLMO, F. (1993). Confluencia Genil-Guadalquivir (Córdoba): Cuaternario fluvial y localizaciones del Paleolítico.

- BAENA ESCUDERO, R. y DÍAZ DEL OLMO, F. (1994). Cuaternario aluvial de la depresión del Guadalquivir: episodios geomorfológicos y cronología paleomagnética. *Geogaceta*, 15, 102-104.
- BARD, J.P. (1965). Introduction a la géologie de la chaîne hercynienne dans la Sierra Morena occidentale (Espagne). Hypothèses sur les caractères de l'évolution geotectonique de cette chaîne. *Rev. Geogr. Phys. et Géol. Dynamique*(2), 3(4): 323-337.
- BARD, J.P. (1969). *Le metamorphisme regional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne): sa place dans le segment hercynien sud-ibérique*. Thésis. University of Montpellier. France. 398 pp.
- BARD, J.P. (1970). Composition of hornblendes formed during the Hercynian progressive metamorphism of the Aracena Metamorphic belt (SW Spain). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 28: 117-134.
- BARRIE, C.T.; AMELIN, Y. y PASCUAL, E. (2002). U–Pb Geochronology of VMS mineralization in the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita*, 37: 684–703.
- BELLIDO, F.; DÍEZ MONTES, A. y SÁNCHEZ GARCÍA, T. (2010). Caracterización geoquímica y estudio comparativo de plagiogranitos de las Zonas Surportuguesa y Ossa-Morena (SO del Macizo Ibérico, España). *Estudios Geológicos*, 66(1): 13-23.
- BELLON, H.; BLACHÉRE, H.; CROUSILLES, M.; DELOCHE, CH; DIXSSAUT, CH; HERTRICHT, B.; PROST-DAME, U.; ROSSI, PH; SIMON, D. y TAMAIN, G. (1979). Radiochronologie, évolution tectonomagmatique et implications métalogéniques dans les Cadomovarisques du Sudest Hespérique. *Bull. Soc. Geol. France*, sér. 7, 21 (2): 113-120.
- BENEO, E. (1956 a). Accumuli terziari da risedimentazione tempospaciale del fenomeno. *Boll. Serv. Geol. Italia*. 78: 291-319.

- BENEO, E. (1956 b). Il problema "Argille Scagliose" - "Flysch", in Italia e sua probabile risoluzione nuova nomenclatura. *Boll. soc. Geol.Italia*. 75: 53-68.
- BERGGREN, W.A. y HAQ, B.U. (1975). The Andalusian stage (Late Miocene); Biostratigraphy, Biomonology and Paleocology. *Paleog., Paleocl., Paleoec.* 20. pp. 67-129.
- BERNÁLDEZ, E. (1987). Informe sobre la carta paleontológica de la provincia de Sevilla. *Anuario Arqueológico de Andalucía*, 1985. III: Actividades de Urgencia, 261-269.
- BLADIER, V. y LAURENT, P. (1974). Étude d'un décrochement profond syn-métamorphique. Le couloir blastomylonitique de Badajoz-Cordoue. *2ème Reun. Ann. Sci. Terre, Nancy*: p. 52.
- BLUMENTHAL, M. (1931). Geologie des chaînes pénibétiques et subbétiques entre Antéquera et Loja et des zones limitrophes. *B.S.G.F.* 5e serie. 1. pp. 23.
- BOYNTON, W.V. (1984). Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En: Henderson, P. (Ed.). *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, pp. 63-114.
- BOOTH-REA, G.; SIMANCAS, F.; AZOR, A.; AZAÑÓN, J.M.; GONZÁLEZ LODERO, F. y FONSECA, P. (2006). HP-LT Variscan metamorphism of the Cubito schists (Ossa-Morena Zone, southern Iberia). *C. R. Geoscience*, 338: 1260–1267.
- BORDES, F. y VIGUIER, C. (1969). Présence de galets taillés de type ancien dans la region de Carmona (province de Córdoba). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 289, D,146-147.
- BORJA BARRERA, F. (1989). Llanuras aluviales y terrazas holocenas del SW de Andalucía. En: (Díaz del Olmo, F. y Rodríguez Vidal, J. Eds.) *El Cuaternario en Andalucía occidental*. Monografías de la AEQUA. AEQUA, Sevilla. I: 155-170.



- BORREGO, J. y PENDÓN, G. (1.988). Progradación Deltaica Tortoniense en el sector de Villanueva del Río y Minas (Provincia de Sevilla). *II Congreso Geológico de España. Comunicaciones*. 1: 47-50.
- BORRERO, J.; CONTRERAS, F.; DELGADO-QUESADA, M.; HIGUERAS, P. y ROLDÁN, F.J. (1984). Exploración geológico-minera entre los ríos Sotillo y Onza (Badajoz-Sevilla). Informe inédito, *Centro Doc. Inst. Geol. Min. España*, nº 10.960.
- BORTOLOTTI, V. (1964 b). Geología dell'alta Garfagnana tra Poggio, Dalli e Granolazzo. *Boll. Soc. Geol. Italia*. 83 (4): 25-154.
- BOUMA, A.M. (1962). *Sedimentology of some flysch deposit (A. graphic approach to facies interpretation)*. Elsevier publishing company, Amsterdam/New York. pp. 1-168.
- BOURGOIS, J. (1978). *Le transversale de Ronda. Donnés géologiques pour une modèle d'évolution á l'arc de Gibraltar*. Tesis Doctoral. Univ. Besançon.
- BROUTIN, J. (1974). Decouverte de l'Autunien dans le bassin de Guadalcanal. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278: 1709-1710.
- BROUTIN, J. (1977). Nouvelles donnés sur la flore des bassins autuno-stéphaniens des environs de Guadalcanal (Province de Séville, Espagne). *Cuad. Geol. Ibérica*, 4: 91-98.
- BROUTIN, J. (1981). *Etude paléobotanique et palynologique du passage Carbonifère-Permien dans les bassins continentaux du sudest de la Zone de Ossa Morena (Guadalcanal, Espagne du sud)*. Thèse 3m Cycle, Université Paris, 234 p.
- BROUTIN, J. (1982). Importance paléobiogéographique de la découverte d'une flore continentale mixte dans le Permien Inferieur du Sudouest de la Péninsule Ibérique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 259: 419-422.

- BROUTIN, J. (1983). El Pérmico del borde suroeste de la Meseta. *X Congreso Internacional del Carbonífero*: 439-450.
- BROUTIN, J.; CABANIS, B.; CHÂTEAUNEUF, J.J. y DEROIN, J.P. (1994). Évolution biostratigraphique magmatique et tectonique du domaine paléotéthysien occidental (SW de l'Europe) : implications paléogéographiques au Permien inférieur. *Bull. Soc. géol. France*, 165(2): 163-179
- BURG, J. P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, P.; MATTE, P. y RIBEIRO, A. (1981). Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Badajoz Shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78: 161-177.
- CABANÁS, R. (1957). Las terrazas cuaternarias del Guadalquivir y sus afluentes en la provincia de Jaén . *Rev.R. Acad. Cienc. Ex., Fis., y Nat. De Madrid*, 51, 2-3, 147 pp.
- CABANÁS, R. (1963). Contribución a los estudios del Carbonífero de los alrededores de Córdoba. *B. Geol. Astur.*, 11 (1-4): 63-67.
- CABANÁS, R. (1964). Notas estratigráficas de la provincia de Córdoba. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 74: 69-74.
- CABANÁS, R. y MELÉNDEZ, B. (1966). Notas estratigráficas de la provincia de Córdoba. Nota sobre un nuevo fósil del Cámbrico. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 90: 77-84.
- CALDERÓN Y ARANA, S. (1890). Edad geológica de los terrenos de Morón de la frontera. *Bol. Inst. Geol. Min. de España*. XVII: 235-239.
- CARANDELL, J. (1925). Las terrazas cuaternarias del valle del Guadalquivir. *Ibérica*, 24 (604): 328-331.

- CARBONELL, A. (1930). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 1ª Serie. Hoja núm. 943 (Posadas). IGME, Madrid.
- CARO GÓMEZ, J. A. (1999). *Yacimientos e industrias achelenses de las terrazas altas y medias del Bajo Guadalquivir (Andalucía, España). Secuencia estratigráfica, caracterización tecnocultural y cronología*. Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla.
- CARRACEDO, M.; SARRIONANDÍA, F. y GIL IBARGUCHI, J.I. (2007). Informe sobre la Geoquímica, Geocronología y Petrogénesis del magmatismo del Rift Cambro-Ordovícico en el Flanco Norte de la Antiforma de Monesterio. Zona de Ossa-Morena. Provincia de Badajoz. *Informe para el IGME*, inédito: 83 pp.
- CARRAL, M.P.; MARTÍN-SERRANO, A.; SANTISTEBAN, A.; GUERRA, A. y JIMÉNEZ BALLESTA, R. (1998). Los factores determinantes en la secuencia edáfica de la evolución morfodinámica del tramo medio del Guadalquivir (Jaén). *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (1-2): 111-126.
- CARVALHOSA, A. (1965). Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo). *Memória dos Serviços Geológicos de Portugal*, 11: 1-130.
- CASQUET, C. y GALINDO, C. (2004). Magmatismo varisco y postvarisco en la Zona de Ossa-Morena. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 194-198.
- CASQUET, C.; GALINDO, C.; TORNOS, F.; VELASCO, F. y CANALES, A. (2001). The Aguablanca Cu-Ni ore deposit (Extremadura, Spain), a case of synorogenic orthomagmatic mineralization: age and isotope composition of magmas (Sr, Nd) and ore (S). *Ore Geology Reviews*, 18: 237-250.
- CASTRO, A.; CORRETGE, G.; DE LA ROSA, J.; ENRIQUE, P.; MARTÍNEZ, F.J.; PASCUAL, E.; LAGO, M.; ARRANZ, E.; GALÉ, C.; FERNÁNDEZ, C.; DONAIRE, T. y LÓPEZ, S. (2002). Paleozoic Magmatism. Cambrian volcanism

in the Ossa-Morena Zone. En: W. Gibbons y T. Moreno (Eds.), *The Geology of Spain*: 120.

CASTRO, A.; FERNÁNDEZ, C.; DE LA ROSA, J.D.; MORENO-VENTAS, I.; EL-HMIDI, H.; EL-BIAD, M.; BERGAMÍN, J.F. y SÁNCHEZ, N. (1996a). Triple-junction migration during Paleozoic plate convergence: the Aracena metamorphic belt, Hercynian massif, Spain. *Geol. Rundschau*, 85(1): 180-185.

CASTRO, A.; MORENO VENTAS, I. y DE LA ROSA, J.D. (1994). Rocas plutónicas híbridas y mecanismos de hibridación en el Macizo Ibérico Hercínico. *Bol. Geol. Min.*, 105(3): 285-305.

CHALOUAN, A.; MICHARD, A.; EL KADIRI, KH.; NEGRO, F.; FRIZON DE LAMOTTE, D.; SOTO, J.I. y SADDIQI, O. (2008). The Rif Belt Continental Evolution. *The Geology of Morocco*. Chapter 5-A. pp 100.

CHAPPEL, B. W. y WHITE, J. R. (1992). I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. Royal Soc. Edinburg: Earth Sci.*, 83: 1-26.

CHAUMERAIL, C. (1975). *Le massif subvolcanique, tardihercynien, de Villaviciosa de Córdoba (Espagne du Sud)*. Tesis de tercer ciclo, Univ. P. et M. Curie, Paris VI. 2 Vols.

CHAUVE, P. (1963). Etude géologique du Nord de la province de Cádiz. *Mem. Inst. Geol. y Minero de España*. LXIX. pp. 377. 1 corte.

CHICHORRO, M.; PEREIRA, M.F.; DIAZ AZPIROZ, M.; WILLIAMS, I.S.; FERNANDEZ, C.; PIN, C. y SILVA, J.B. (2008). Cambrian ensialic rift-related magmatism in the Ossa-Morena Zone (Évora-Aracena metamorphic belt, SW Iberian Massif): Sm-Nd isotopes and SHRIMP zircon U-Th-Pb geochronology. *Tectonophysics*, 461: 91-113.

CLEMENTE, L.; MENANTEAU, L. y FIGUEROA, E. (1977). Intento de cronología del segundo nivel de terraza del Guadalquivir en los alrededores de Sevilla, en

relación con los restos fósiles de *Elephas* hallados en su borde. *Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario*, 6, 49-55.

CLEMENTE, L.; LÓPEZ-REGUERO, C. y PASCUAL, J. (1979). Edafogénesis como metodología en el estudio del Cuaternario. En *IV Reunión del Grupo de Trabajo del Cuaternario*. Bañolas, 51-70.

COULLAUT, J.L.; LÓPEZ, J.L. y ROBREDO, J. (1975). Investigación de magnetitas en el área de Cumbres Mayores (Huelva). Programa Sect. de Invest. de minerales de hierro. Reserva SO de la Península. *IGME*. Inédito.

CÓZAR, P. y RODRÍGUEZ, S. (1999b). Evolución sedimentaria del Carbonífero Inferior del Área del Guadiato (Córdoba). *Bol. Geol. Min.*, 110-6: 663-680

CRESPO BLANC, A. (1989). *Evolución geotectónica del contacto entre la Zona de Ossa Morena y la Zona Sudportuguesa en las Sierras de Aracena y Aroche (Macizo Ibérico Meridional): un contacto mayor en la cadena hercínica europea*. Ph. D. thesis, Universidad de Sevilla: 327 p. Ed. Facultad de Ciencias Univ. Granada, 1991.

CRESPO-BLANC, A. y OROZCO, M. (1988). The Southern Iberian shear zone: a major boundary in the Hercynian folded belt. *Tectonophysics*, 148: 221-227.

CRESPO ZAMORANO, A. y RAMÍREZ COPEIRO, J. (1975). Mapa y Memoria explicativa de la *Hoja nº 953 (Posadas)* del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), IGME.

CRUZ-SANJULIÁN, J. (1974). *Estudio geológico del sector Cañete la Real-Teba-Osuna*. Tesis Doct. Univ. Granada. pp. 431.

DALLMEYER, R.D.; GARCÍA CASQUERO, J.L. y QUESADA, C. (1995). <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar mineral age constrains on the emplacement of the Burguillos del Cerro Igneous Complex (Ossa Morena Zone, SW Iberia). *Bol. Geol. Min*, 106: 203-214.

- DALLMEYER, R. D. y QUESADA, C. (1992). Cadomian vs. Variscan evolution of the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): field and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral age constraints. *Tectonophysics*, 216 :339-364.
- DE LA ROSA, J.D. (1992). *Petrología de las rocas básicas y granitoides del Batolito de la Sierra Norte de Sevilla. Zona Surportuguesa. Macizo Ibérico*. Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla, 312 pp. y anexos.
- DE LA ROSA, J.D. y CASTRO, A. (1990a). Estudio petrológico de una zona de interacción magmática al sur del Macizo de Gerena (Zona Surportuguesa, Sevilla): Modelo de mezcla. *Bol. Geol. Min.*, 101(2): 315-332.
- DE LA ROSA, J.D. y CASTRO, A. (1991b). Las tonalitas ocelares del Batolito de la Sierra Norte de Sevilla. Implicaciones en mezclas de magmas. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 16: 153-168.
- DE LA ROSA, J.D.; ROGERS, G. y CASTRO, A. (1993). Relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de rocas básicas y granitoides del batolito de la Sierra Norte de Sevilla. *Rev. Soc. Geol. España*, 6(1-2): 141-149.
- DEBON, F. y LE FORT, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 73: 135-149.
- DELGADO QUESADA, M. (1971). Esquema geológico de la hoja nº 878 de Azuaga (Badajoz). *Bol. Geol. Min.*, 82 (III - IV): 277- 286.
- DELGADO QUESADA, M.; GARROTE, A. y SANCHEZ CARRETERO, R. (1985). El magmatismo de la Alineación La Coronada- Villaviciosa de Córdoba en su mitad oriental, Zona de Ossa-Morena. *Temas Geol. Min.* 5ª Reunión del Grupo de Ossa Morena, 41-64.

- DELGADO-QUESADA, M.; LIÑÁN, E.; PASCUAL, E. y PÉREZ LORENTE, F. (1977). Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central. *Stud. Geol. Salmantica*, 12: 75-90.
- DELGADO QUESADA, M.; PASCUAL MARTÍNEZ, E. y FENOLL HACH-ALI, P. (1978). A geological and metallogenic study of some occurrences of magnetite and sulphides in Sierra Morena (NNW of Córdoba, Spain). *Estudios Geol.*, 34: 461- 474.
- DELOCHE, CH. y SIMON, D. (1979). *Le charriage majeur Cadomien sud-hespérique: Interpretation des blastomylonites de L'axe Badajoz-Cordoue*. These présentée a l'Universite Paris-sud.
- DÍAZ AZPÍROZ, M. (2001): *Evolución tectono-metamórfica del dominio de alto grado de la banda metamórfica de Aracena*. Tesis Doctoral, Universidad de Huelva: 556 p. Publicada en 2006 en: Lab. Xeol. Laxe, *Serie Nova Terra*, 36.
- DÍAZ DEL OLMO, F., VALLESPÍ, E., BAENA ESCUDERO, R. y RECIO ESPEJO, J.M. (1989). Terrazas pleistocenas del Guadalquivir occidental: geomorfología, suelos, paleosuelos y secuencia cultural. En: *El Cuaternario en Andalucía occidental*, *AEQUA Monografías*, 1: 33-42
- DÍAZ DEL OLMO, F. y BAENA, R. (1997). Interpretación de la secuencia general del Guadalquivir (Valle Medio Bajo): Terrazas fluviales y Paleolítico. *Cuaternario Ibérico*, 273-282.
- DÍEZ BALDA, M.A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990). Structure in the Central-Iberian Zone. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. (Dallmeyer, R.D. y Martínez García, E. Eds.), SpringerVerlag, Berlin – Heidelberg: 172-188
- DÍEZ BALDA, M. A. y VEGAS, R. (1992). La estructura del Dominio de los pliegues verticales de la Zona Centro Ibérica. *Paleozoico Inf. Ibero-América*. J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra y I. Rábano (Eds). Capítulo 29: 523-534.

- DÍEZ MONTES, A. (1999). Informe geoquímico del Proyecto "Investigación geológica y cartografía básica en la Faja Pirítica y áreas aledañas". Junta de Andalucía.
- DÍEZ MONTES, A.; LEYVA, F.; MATAS, J. y MARTÍN PARRA, L.M. (1999). Mapa Geológico a escala 1:50.000 y Memoria de *El Castillo de las Guardas (939)*. JUNTA DE ANDALUCÍA. Disponible *on line* ([www.juntadeandalucia.es/innovacioncienciayempresa/sigma/index.html](http://www.juntadeandalucia.es/innovacioncienciayempresa/sigma/index.html))
- DÍEZ MONTES, A.; LEYVA, F.; MATAS, J. y MUÑOZ DEL REAL, J.L. (en prensa a). Mapa y Memoria explicativa de la *Hoja nº 940 (Castilblanco de los Arroyos)* del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), 2ª edición. IGME.
- DICKINSON, W.R. (1974). Plate tectonics and sedimentation. In: *Tectonics and Sedimentation* (Ed. by W.R. Dickinson). *Spec. Publ. Soc. Econo. Paleont. Miner.* 22: 1-27. Tulsa.
- DOTT, R.H. (1963). Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *Bull. A.A.P.G.*, 47 (1): 104-128.
- DROOGER, C.W. (1956). Miogypsina at Puente Viejo Spain. *Koninkl Neodordl Akademie van Wetenschappen*. Serie B. 59. 1. Amsterdam.
- DUNNING, G.R.; DÍEZ MONTES, A.; MATAS, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; ALMARZA, J. y DONAIRE, M. (2002). Geocronología U/Pb del volcanismo ácido y granitoides de la Faja Pirítica Ibérica (Zona Surportuguesa). *Geogaceta*, 32: 127-130.
- DUPONT, R. (1979). *Cadre géologique et métallogénèse des gisements de fer du Sud de la province de Badajoz (Sierra Morena Occidentale, Espagne)*. Tesis Doctoral, I.N.P. Lorraine, 371 p.



- DUPONT, R. y VEGAS, R. (1978). Le Cambrien inferieur du Sud de la province de Badajoz. Distribución des series sedimentaires et volcaniques associées. *C.R. Acad. Se. Paris*, t. 286, Serie D : 447-450.
- EDEN, C.P. y ANDREWS, J.R. (1990). Middle to Upper Devonian melanges in SW Spain and their relationship to the Meneage Formation in south Cornwall. *Proceedings of the Ussher Society*, 7: 217-222.
- EGUÍLUZ, L. (1988). *Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el antiforme Burguillos-Monesterio, Macizo Ibérico Meridional*. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco, 694pp.
- EGUÍLUZ, L. y ABALOS, B. (1992) . Tectonic setting of Cadomian low-pressure metamorphism in the central Ossa-Morena Zone Iberian Massif, SW Spain). *Precambrian Research*, 56: 113-137.
- EGUÍLUZ, L.; MATAS, J.; LEYVA, F.; APRAIZ, A. y DÍEZ MONTES, A. (en prensa). Mapa y Memoria explicativa de la *Hoja nº 919 (Almadén de la Plata)* del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), 2ª edición. IGME. Realizada en 1997.
- ELTER, P. y RAGGI, G. (1965). Contributo alla conoscenza dell Appenino ligure. *Boll. Soc. Geol. Italia* . 84. 3. pp. 303-322.
- ENADIMSA (1975). Inventario geológico minero de cuencas carboníferas españolas (Pirenaica, Ibérica, Mariánica).
- EXPÓSITO RAMOS, I. (2000). *Evolución estructural de la mitad septentrional de la Zona de Ossa-Morena y su relación con el límite Zona de Ossa-Morena/Zona Centroibérica*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 296 p.
- EXPOSITO, I.; SIMANCAS, J.F.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; AZOR, A. y MARTÍNEZ POYATOS, D. (2002). La estructura de la mitad septentrional de la

Zona de Ossa-Morena: deformación en el bloque inferior de un cabalgamiento cortical de evolución compleja. *Rev. Soc. Geol. España*, 15(1-2): 3-14.

EXPÓSITO, I.; SIMANCAS, J.F.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; BEA, F.; MONTERO, P. y SALMAN, K. (2003): Metamorphic and deformational imprint of Cambrian-Lower Ordovician *rifting* in the Ossa-Morena Zone (Iberian Massif, Spain). *Jour. Struct. Geol*, 25: 2077-2087.

FABRIES, J. (1963). *Les formations cristallines et métamorphiques du Nord-Est de la Province de Séville (Espagne)*. Thèse Nancy : 267 pp.

FALLOT, P. (1945). Estudios geológicos de la zona subbética entre Alicante y el río Guadiana Menor. *Mem. Invest. Lucas Mallada*. C.S.I.C. pp. 719. Madrid.

FALLOT, P. (1948). Les Cordilleras Bétiques. *Est. Geol.*, 8. pp. 83-172. Madrid.

FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; PABLO MACIÁ, J.G. de y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Memorias, Faculdade de Ciências Univ.Porto*, 1: 411-431

FEINBERG, H. (1986). Mise en place, au Pliocène, d'une nappe de glissement à l'extrémité sud-occidentale de la chaîne du Rif (Maroc). *C.R. somm. Soc. Geol. Fr.* . 6. pp. 273-276.

FERNÁNDEZ, M.; BERASTEGUI, X.; PUIG, C.; GARCIA-CASTELLANOS, D.; JURADO, M.J.; TORNE, M. y BANKS, C.J. (1998). Geophysical and geological constraints on the evolution of the Guadalquivir foreland basin, Spain. En: *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe* (A. Mascle, C. Puigdefàbregas, H.P. Luterbacher y M. Fernández, Eds.), *Geol. Soc. (London), Sp. Publ.*, 134: 29-48.

- FERNÁNDEZ CARRASCO, J.; COULLAUT, J. L. y AGUILAR, M. J. (1981). Mapa y Memoria explicativa de la *Hoja n° 895 (Jerez de los Caballeros)*, del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). IGME, Madrid.
- FERNÁNDEZ SUÁREZ, J.; GUTIÉRREZ ALONSO, G. y JEFFRIES, T.E. (2002). The importance of along-margin terrane transport in northern Gondwana: insights from detrital zircon parentage in Neoproterozoic rocks from Iberia and Brittany. *Earth and Planetary Science Letters*, 204: 75-88.
- FLINCH, J.; BALLY, A. y WU, S. (1996). Emplacement of a passive-margin evaporitic allochthon in the Betic Cordillera of Spain. *Geology*. 24, pp 67–70.
- FLORES, G. (1955). Discussion. In *Les résultats des études pour la recherche pétrolifère en Sicilie. Proceedings, Fourth World Petroleum Congress, Rome*, Vol. 1: 121-122
- FONSECA, P. E.; FONSECA, M. M. y MUNHÁ, J. M. (2004a). Ocorrência de aragonite em mármore da região de Alvito-Viana do Alentejo (Zona de Ossa-Morena): significado geodinâmico. *Caderno Lab. Xeolóxico de Laxe*, 29:79-96.
- FONSECA, P. E.; MUNHÁ, J. M.; ARAÚJO, A. y PEDRO, J. C. (2004b). Os ofiolitos variscos e o metamorfismo de alta pressão associado, no ramo sul da Cadeia Varisca Ibérica. *Caderno Lab. Xeolóxico de Laxe*, 29: 31-52.
- FONSECA, P.; MUNHÁ, J.; PEDRO, J.; ROSAS, F.; MOITA, P.; ARAUJO, A. y LEAL, N. (1999). Variscan ophiolites and high-pressure metamorphism in southern Iberia. *Ofioliti*, 24 (2), 59–268.
- FONTBOTÉ, J.M. (1964). Itinerario geológico Granada-Jaén. *Pub. Lab. Geol. Univ. Granada*. 45 bis. pp. 9.
- FRICKE, W. (1941). *Die geologie des Grenzgebietes zwischen nordöstlicher Sierra Morena und Extremadura*. Diss. Univ. Berlín: 91 pp.

- GABALDÓN, V.; GARROTE, A. y QUESADA, C. (1983). Las cuencas de Valdeinfierno y Benajárafe (Tournaisiense-Viseense). Caracterización sedimentológica e implicaciones regionales. Dominio de Sierra Albarrana (Zona de Ossa-Morena). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 69 (2): 209-218.
- GABALDÓN, V.; GARROTE, A. y QUESADA, C. (1985a). El Carbonífero inferior del Norte de la Zona de Ossa-Morena (SW de España). *C. R. 10th Int. Carboniferous Congr.* Madrid, 3: 173-186.
- GABALDÓN, V.; GARROTE, A. y QUESADA, C. (1985b). Geología del Carbonífero inferior del Norte de la Zona de Ossa-Morena . Introducción a la Excursión de la 5ª Reunión del Grupo de Ossa-Morena. 5ª Reunión del G.O.M. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, 7: 101-136.
- GALINDO, C. y CASQUET, C. (2004). El magmatismo prevarisco de la Zona de Ossa-Morena. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). *SGE-IGME*, Madrid, 190-194.
- GARCÍA LOBÓN, J.L.; REY MORAL, C.; MARTÍN PARRA, L.M.; MATAS GONZÁLEZ, J.; AYALA, C. y REGUERA GARCIA, M.I. (2012). Interpretación de la estructura regional del sector sur de la Zona Centroibérica mediante datos geofísicos de campo potencial. VIII Congreso Geológico de España. Oviedo. *Geo-Temas*: 4pp
- GARCIA-LOYGORRI, A. y ORTUÑO, M.G. (1969). Estudio Geológico de la Cuenca Carbonífera de Villanueva del Río y Minas (Sevilla). *Actas de las III Jornadas Nacionales de Minería y Metalurgia*. Gijón: 821-864.
- GARCÍA NAVARRO, E. (2000). *Análisis de poblaciones de fallas en el extremo suroccidental de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral Univ. Huelva: 225 pp.
- GARCÍA NAVARRO, E. y FERNÁNDEZ, C. (2004). Final stages of the Variscan orogeny at the southern Iberian massif: Lateral extrusion and rotation of continental blocks. *Tectonics*, 23: 20pp.

- GARCÍA NAVARRO, E. y SIERRA, S. (1998). Evolución tectónica del borde oriental de la Cuenca del Viar (Zona Sudportuguesa). *Rev. Soc. Geol. España*, 11(3-4): 223-232.
- GARCÍA-RAMOS, J. C. y ROBARDET, M. (1992). Hierros oolíticos ordovícicos de la Zona de Ossa Morena. Conferencia Internacional sobre el Paleozoico Inferior de Ibero-América, Mérida, 6-12 mayo 1992, Excursión 6. *Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura*, 3: 123-132.
- GARCÍA ROSSELL, L. (1972). *Estudio geológico de la transversal Ubeda-Huelma y sectores adyacentes. Cordilleras Béticas (Provincia de Jaén)*. Tesis Doct. Univ. de Granada. pp. 550. (Inédita).
- GARCÍA SIÑERIZ, J. (1944). Investigación sísmica en la cuenca del Viar. En: *La interpretación geológica de las mediciones geofísicas aplicadas a la prospección. Memoria del Instituto Geológico y Minero de España, III*.
- GARROTE, A. y BROUTIN, J. (1979). Le bassin Tournaisien de Benajárfé (province de Cordoue, Espagne). Géologie et premières données paléobotaniques et palynologiques. *C. R. 104 Congr. Nat. Soc. Sav. Bordeaux*, 1: 175-184.
- GARROTE, A y SÁNCHEZ CARRETERO, R. (1983). Materiales volcanoclásticos en el Carbonífero inferior al S-SW de Villaviciosa de Córdoba (Zona de Ossa-Morena). *Com. Serv. Geol. Portugal*, 62 (2): 249-257.
- GAVALA, J. (1927) Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Memoria correspondiente a la hoja de Cantillana. *Boletín Instituto Geológico y Minero de España*, XLIX: 79 p., Mapa Geológico y cortes.
- GIESE, U. y BÜHN, B. (1993). Early Paleozoic *rifting* and bimodal volcanism in the Ossa-Morena Zone of south-west Spain. *Geol. Rundsch.*, 83: 143-160.

- GIESE, U.; VON HOEGEN, R.; HOLLMANN, G. y WALTER, R. (1994). Geology of the southwestern Iberian Meseta. I. The Palaeozoic of the Ossa Morena Zone north and south of the Olivenza-Monesterio Anticline (Huelva province, SW Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 192(3): 293-331.
- GIESE, V.; REITZ, E. y WALTER, R. (1988). Contributions to the stratigraphy of the Pulo do Lobo sucesión in Southwest Spain. *Comunicações Serviços Geológicos de Portugal*, 74: 79-84.
- GONÇALVES, F. (1972). Observações sobre o anticlinório de Estremoz. Alguns aspetos geológico-económicos dos mármore. *Estudos Not. Trab. Serv. Fom. Min. Porto*, 22(1-2): 121-132.
- GONZÁLEZ DÍEZ, I. (1986). *Estudio geológico del área urbana de Sevilla y sus alrededores*. Tesis doctoral, Universidad de Sevilla. 289 pp.
- GONZÁLEZ DELGADO, J.A. (Coord.); CIVIS, J.; DABRIO, C.J.; GOY, J.L.; LEDESMA, S.; PAIS, J.; SIERRA, F.J. y ZAZO, C. (2004). Cuenca del Guadalquivir En: (Vera J.A., Ed.) *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 543-550.
- GOY, J.L.; ZAZO, C. y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1994). Cordilleras Béticas - Islas Baleares. En: (Gutiérrez Elorza, M. Ed.) *Geomorfología de España*. Editorial Rueda, Madrid. 123-157.
- GUEZOU, J.C.; FRIZON, D.; COULON, M. y MOREL, J.L. (1991). Structure and kinematics of the Prebetic nappe complex (southern Spain): definition of a "Betic Floor Thrust" and implications in the Betic-Rif orocline. *Annales tectonicae*. V. 1. pp. 32-48.
- GUTIERREZ ELORZA, M. (1970). Estudio geológico-estructural de la región Aracena-Cumbres Mayores (prov. de Huelva y Badajoz). *Publ. de la J.E.N.*, 224 IEN/II: 170 pp.

- GUTIÉRREZ-MARCO, J. C.; LENZ, A. C.; ROBARDET, M. y PIÇARRA, J. M. (1996). Wenlock-Ludlow graptolite biostratigraphy and extinction: a reassessment from the southwestern Iberian Peninsula (Spain and Portugal). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33: 656-663.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; PORRO MAYO, T.; HERRANZ ARAÚJO, P. y GARCÍA PALACIOS, A. (1997). Dos nuevos yacimientos con graptolitos silúricos en la región de Alange (Badajoz). *Geogaceta*, 21: 131-133.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; RÁBANO, I. y ROBARDET, M. (1984). Estudio bioestratigráfico del Ordovícico en el Sinclinal del Valle (provincia de Sevilla, SO de España). *Memórias e Notícias*, Univ. Coimbra, 97: 12-37.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C. y ROBARDET, M. (2004). Estratigrafía de la Zona de Ossa-Morena. La evolución paleozoica. Sucesión preorogénica: Ordovícico-Silúrico-Devónico inferior. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 170-172.
- HAFENRICHTER, M. (1979). Paläontologisch-Ökologische und lithofazielle untersuchungen des "Ashgill-Kalkes" (Jungordovizium) in Spanien. *Arb. Paläont. Inst. Würzburg*, 3: 1-139.
- HAFENRICHTER, M. (1980). The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena). *N. lb Geol. Paläont. Abh.*, 1, 138-148.
- HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A. y TINDLE, A.G. (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. En: *Collision tectonics* (M.P. Coward y A.B. Reis, Eds.), *Geol. Soc. (London), Sp. Publ.*, 19: 67-81.
- HERMES, J.J. (1985). Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España Meridional). *Estudios Geol.* 41. pp. 157-176.

- HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1971). Las rocas porfiroides del límite Cámbrico-Precámbrico en el flanco meridional del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio (Badajoz). *Bol. Geol. Min.*, 82(3-4): 359-370.
- HOEDEMAEKER, P.J. (1973). Olistostromes and other delapsional deposits, and their occurrence in the region of Moratalla (Province de Murcia; Spain). *Scripta Geol.* 19. Amsterdam.
- I.T.G.E. (1987). Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España. *Inst. Tecn. Geom. de España*.
- INSÚA, M.; CARVAJAL, A. y HUERTA, J. (2007). Mapa y Memoria explicativa de la Hoja nº 900 (La Cardenchoa). Mapa Geológico de España E. 1:50000, 2ª serie (MAGNA), ITGE. Cartografía realizada en 1990.
- IRVINE, T.M. y BARAGAR, W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Com. Journal Earth Sci.* 8: 523-548.
- JACOBACCI, A. (1.965). Frane sottomarine nelle formazione dei fenomeni olistostromici e degli olistolite nell'Appennino e in Sicilia. *Boll. Serv. Geol. Italia.* 86. pp. 65-85.
- JAEGER, H. y ROBARDET, M. (1979). Le Silurien et le Dévonien basal dans le Nord de la Province de Séville (Espagne). *Géobios*, 12: 687-714.
- JENSEN, S.; PALACIOS, T y EGUÍLUZ, L. (2004).- Cambrian ichnofabrics from the Ossa Morena and Central Iberian zones: preliminary results. *Geo-Temas*, 6(2): 291-293.
- JONGMANS, W.J. (1951). Las Floras Carboníferas de España. *Estudios Geológicos*. T 7. CSIC. Madrid. 281-330.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J.M.; RIBEIRO, A. y NABAIS CONDE, L.E. (1974). Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, a escala 1:1.000.000. IGME



- JULIVERT, M. y MARTÍNEZ, F.J. (1983). Estructura de conjunto y visión global de la Cordillera Herciniana. En: *Geología de España, Libro Jubilar J.M. Ríos* (J.A. Comba, Coord.), IGME, Madrid, 612-630.
- KERZAZI, K. (1994). *Etude biostratigraphique du miocène sur la base des foraminifères planctoniques et nannofossiles calcaires dans le préif et la marge Atlantique du Maroc (site 547 A du DSOP LEG 79), aperçu sur leur paléoenvironnement*. Tesis Doctoral.
- KLEMME, H.D. (1958). Regional geology of circum-mediterranean region. *Bull. A.A.P.G.*, 42: 477-512.
- LAKE, P.A. (1991). *The Biostratigraphy and structure of the Pulo do Lobo Domain and Iberian Pyrite Belt Domain within Huelva province, Southwest Spain*. Tesis Doctoral, Univ. Southampton, 324 p.
- LEISTEL, J.M.; MARCOUX, E.; THIÉBLEMONT, D.; QUESADA, C.; SÁNCHEZ, A.; ALMODÓVAR, G.R.; PASCUAL, E. y SÁEZ, R. (1998c). The volcanic-hosted massive sulphide deposits of the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita*, 33: 2-30.
- LINDEMANN, U.; PEREIRA, F.; JEFFRIES, T.E.; DROST, K y GERDES, A. (2008). The Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: The diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U–Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). *Tectonophysics*, 461: 21–43.
- LIÑÁN, E. (1974). Las formaciones cámbricas del norte de Córdoba. *Acta Geol. Hisp.*, 9: 15-20.
- LIÑÁN, E. (1978). *Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba*. Tesis Doctoral, Univ. Granada: 212 pp.

- LIÑÁN, E.; ÁLVARO, J.; GOZALO, R.; GÁMEZ-VINTANED, J.A. y PALACIOS, T. (1995). El Cámbrico Medio de la Sierra de Córdoba (Ossa-Morena, S de España): trilobites y paleoicnología. Implicaciones bioestratigráficas y paleoambientales. *Rev. Esp. Paleontología*, 10: 219-238.
- LIÑÁN, E. y GÁMEZ VINTANED, J.A. (1993). Lower Cambrian palaeogeography of the Iberian Peninsula and its relations with some neighbouring European areas. *Bull., Soc., Géol., France*, 164: 831-842.
- LIÑÁN, E. y MERGL, M. (1984). Lower Cambrian Brachiopods of Sierra Morena, SW Spain. *Bol. R. Soc., Esp., Hist.Nat. (Geol)*, 80: 207-220.
- LIÑÁN, E.; MORENO-EIRIS, E.; PEREJÓN, A. y SCHMITT, M. (1982). Fossils from the basal levels of the Pedroche Formation, Lower Cambrian (Sierra Morena, Córdoba, Spain). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 79: 277-286.
- LIÑÁN, E. y PALACIOS, T. (1983). Aportaciones micropaleontológicas para el conocimiento del límite Precámbrico-Cámbrico en la Sierra de Córdoba, España. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 69(2): 227-234.
- LIÑÁN, E. y QUESADA, C. (1990). Stratigraphy: Rift Phase (Cambrian). En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dalmeyer y E. Martínez García Eds.), Springer-Verlag, 259-271.
- LIÑÁN, E. y SDZUY, K. (1978). A trilobite from the Lower Cambrian of Córdoba (Spain) and its stratigraphical significance. *Senckenbergiana Lethaea*, 59: 387-399.
- LOTZE, F. (1945). Ernigie problem der Iberischen Meseta. *Geot. Fors. Cuad.* 6: 1-12 Berlin.
- MACPHERSON, J. (1879). Estudio geológico y petrográfico del norte de la provincia de Sevilla. *Bol. Com. Mapa Geol. España.* 6: 97-268.

- MAESTRO, A.; SOMOZA, L.; MEDIALDEA, T.; TALBOT, C.J.; LOWRIE, A.; VÁZQUEZ, J.T. y DÍAZ DEL RÍO, V. (2003). Large-scale slope failure involving Triassic and Middle Miocene salt and shale in the Gulf of Cadiz (Atlantic Iberian Margin). *Terra Nova*, 15 (6): 380–391.
- MALLADA, L. (1898). Explicación del Mapa Geológico de España III, Sistemas Devoniano y Carbonífero. *Mem. Com. Mapa Geol. España*, 21: 1-405.
- MANTERO, E.M<sup>a</sup>.; ALONSO CHAVES, F.M. y AZOR, A. (2006). Geometría y Cinemática de un Sistema Imbricado de Cabalgamientos en la Faja Pirítica Ibérica (Zona Sudportuguesa). *Geogaceta*, 39: 47-50.
- MARTÍN PARRA, L.M.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ POYATOS, D. y MATAS, J. (2006). The Puente Génave-Castelo de Vide Shear Zone (southern Central Iberian Zone, Iberian Massif): geometry, kinematics and regional implications. *Bull. Soc. geol. Fr.*, 177(4): 191-202.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; MARTÍNEZ POYATOS, D. y BEA, F. (Coords.) (2004). Zona Centroibérica. Introducción. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 68-69.
- MARTÍNEZ DEL OLMO, W.; GARCÍA MALLO, J.; LERET, G.; SERRANO, A. y SUÁREZ, J. (1984). Modelo tectosedimentario del bajo Guadalquivir. *I Congreso Geológico de España*. Segovia. 1. pp. 199-212.
- MARTÍNEZ DEL OLMO, W.; SUÁREZ, J.; SERRANO, A. y LERET, G. (1986). Los sistemas turbidíticos miocenos de la cuenca del Guadalquivir - Golfo de Cádiz. *XI Congreso Español de Sedimentología. Resúmenes*. Barcelona. pp. 112.
- MARTÍNEZ POYATOS, D. (1997). *Estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica y su relación con el contacto entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena*. Tesis Doctoral Univ. Granada: 222pp (publ. *Lab. Xeol. Laxe, Nova Terra*, 18., 2002).

MARTÍNEZ POYATOS, D.; CARBONELL, R.; PALOMERAS, I.; SIMANCAS, J.F.; AYARZA, P.; MARTÍ, D.; AZOR, A.; JABALOY; GONZÁLEZ CUADRA, P.; TEJERO, R.; MARTÍN PARRA, L.M.; MATAS, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; PÉREZ-ESTAÚN, A.; GARCÍA LOBÓN, J.L. y MANSILLA, L. (2012). Imaging the crustal structure of the Central Iberian Zone (Variscan Belt): The ALCUDIA deep seismic reflection transect. *Tectonics*, 31. TC3017, doi:10.1029/2011TC002995.

MARTÍNEZ POYATOS, D.; SIMANCAS, J.F.; AZOR, A. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1998). La estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica (Macizo Ibérico) en el Norte de la Provincia de Córdoba. *Rev. Soc. Geol. España*, 11: 87-94

MARTÍN-SERRANO, A. (1986). Mapa y Memoria explicativa de la *Hoja n.º 1006 (Benamejí)* del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA), IGME.

MATA, J. y MUNHÁ, J. (1986). Geochemistry of Cambrian metavolcanic rocks from the Córdoba-Elvas Domain (Ossa-Morena Zone). *Maleo*, 2: 13:27.

MATA, J. y MUNHÁ, J. (1990). Magmatogénese de Metavulcanitos Câmbricos do Nordeste Alentejano: os stádios iniciais de *rifting* continental. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 76: 61-89.

MATAS, J.; DÍEZ MONTES, A.; LEYVA, F. y MARTÍN PARRA, L.M. (1999). Mapa Geológico a escala 1:50.000 y Memoria de *Nerva (938)*. JUNTA DE ANDALUCÍA. Disponible *on line* ([www.juntadeandalucia.es/innovacioncienciayempresa/sigma/index.html](http://www.juntadeandalucia.es/innovacioncienciayempresa/sigma/index.html))

MATAS, J.; LEYVA, F.; EGUÍLUZ, L.; DÍEZ, A. y APRAIZ, A. (en prensa). Mapa y Memoria explicativa de la *Hoja n.º 920 (Constantina)* del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), 2ª edición. IGME. Realizada en 1997.

- MATAS, J. y MARTÍN PARRA, L.M. (en prep). Hoja y Memoria de *Pozoblanco (69)* del Mapa Geológico de España a E. 1:200.000.IGME.
- MATAS, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; RUBIO PASCUAL, F.J.; ROLDÁN, F.J.; MARTÍN-SERRANO, A. (en prep b). Hoja y Memoria de *Sevilla-Puebla de Guzmán (75-74)* del Mapa Geológico de España a E. 1:200.000.IGME.
- MIALL, A.D. (1.982). *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Springer-Verlag.
- MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R. y THOMPSON, S. (1977). The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. In: *Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration*. CH. E. Payton Ed. *AAPG Memoire*. 26: 53-62.
- MIYASHIRO, A. (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 274: 321– 355.
- MOITA, P.; MUNHÁ, J.; FONSECA, P.E.; PEDRO, J.; TASSINARI, C.C.G.; ARAÚJO, A. y PALÁCIOS, T. (2005). Phase equilibria and geochronology of Ossa–Morena eclogites. XIV Semana de Geoquímica — VIII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Aveiro, Portugal, pp. 463–466 (*Extended Abstract*).
- MONTERO, P.; SALMAN, K.; ZINGER, T. y BEA, F. (1999). Rb-Sr and single-zircon grain  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  chronology of the Monesterio granodiorite and related migmatites. Evidence of Late Cambrian melting event in the Ossa-Morena Zone, Iberian Massif. *Estudios Geológicos*, 55: 3-8.
- MONTERO, P.; SALMAN, K.; BEA, F.; AZOR, A.; EXPOSITO, I.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ-POYATOS, D. y SIMANCAS, F. (2000). New data on the geochronology of the Ossa-Morena Zone, Iberian Massif. In: *Variscan-Appalachian dynamics: The building of the Upper Paleozoic basement*. Basement Tectonics 15, A Coruña, Spain, *Program and Abstracts*: 136-138.

- MORENO, C. y GONZÁLEZ, F. (2004). Zona Sudportuguesa. Estratigrafía. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 201-205.
- MORENO-EIRIS, E. (1987). Los montículos arrecifales de Algas y Arqueociatos del Cámbrico Inferior de Sierra Morena. *Bol. Geol. Min., Pub. Esp.* 1-27.
- MUDARRA, J.L.; BARAHONA, E.; BAÑOS, C.; IRIARTE, A. y SANTOS, F. (1989). Mapa de Suelos de Andalucía (1:200.000). Serie: *Monografías del Medio Ambiente*. (Balsera, J. Coord.) CSIC- Consejería de Agricultura y Pesca (Junta de Andalucía), 9 pags.
- MUNHÁ, J. (1983). Hercynian magmatism in the Iberian pyrite belt. In: Lemos de Sousa, L.; Oliveira, J.T. (eds.). *The Carboniferous of Portugal. Mem. Serv. Geol. Port.*, 29: 39-81.
- MUNHÁ, J. (1990). Part VI: South Portuguese Zone. Metamorphic Evolution of the South Portuguese/Pulo do Lobo Zone. In: DALLMEYER, R.D. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (Eds.).- *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*: 363-368.
- MUTTI, E. y RICCI LUCCHI, R. (1972). Le torbidity dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Mem. Soc. geol. Ital.*, 11: 161-199.
- OCHSNER, A. (1993) *U-Pb Geochronology of the Upper Proterozoic – Lower Paleozoic Geodynamic Evolution in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): Constraints on the Timing of the Cadomian Orogeny*. Ph. D. Thesis, ETH Zurich: 249 p.
- ODRIOZOLA, J.; PEÓN, A. y VARGAS, I. (1983). Mapa y Memoria explicativa de la Hoja nº 854 (Zafra) del Mapa Geológico de España. E: 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). IGME.
- OLIVEIRA, J.T. (1990). South Portuguese Zone: (1) Introduction of Stratigraphy and synsedimentary tectonism. In: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (eds.) *Pre-*

*Mesozoic geology of Iberia*. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg. New York, pp. 334-347.

OLIVEIRA, J.T.; CUNHA, T.H.; STREEL, M. y VANGUESTRAINE, M. (1986a). Dating the Horta da Torre formation, a new lithostratigraphic unit of the Ferreira-Ficalho Group, South Portuguese Zone: geological consequences. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 71 (1/2): 129-135.

OLIVEIRA, J.T.; GARCÍA ALCALDE, J.C.; LIÑÁN, E. y TRUYOLS, J. (1986). The Famennian of the Iberian Peninsula. *Ann. Soc. Geol. Belgique*, 109: 159-174.

OLIVEIRA, V. y PIÇARRA, J.M. (1986). Litoestratigrafia do Anticlinório Moura-Ficalho (Zona de Ossa-Morena). *Maleo*, 2/13, 33.

OLIVEIRA, J.T.; RELVAS, J.M.R.S.; PEREIRA, Z.; MATOS, J.X.; ROSA, C.J.; ROSA, D.; MUNHÁ, J.M., JORGE, R.C.G.S. y PINTO, A.M.M. (2006). O Complejo Vulcano-Sedimentar da Faixa Piritosa: estratigrafia, vulcanismo, mineralizações associadas e evolução tectono-estratigráfica no contexto da Zona Sul Portuguesa. Em: *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria* (Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, Editores). Univ.Évora, Évora: 207-243.

ORDÓÑEZ CASADO, B. (1998). *Geochronological studies of the Pre-Mesozoic basement of the Iberian Massif: the Ossa-Morena Zone and the Allochthonous Complexes within the Central Iberian Zone*. Ph. D. Thesis, ETH Zurich: 235 p.

OROZCO, M. y PASCUAL, E. (1975). Presencia y significado de cuarcitas con distena en el Precámbrico de Sierra Morena (España). *Cuad. Geol.* 6: 5-13.

ORTUÑO, M.G. (1970). Middle Westphalian Strata in South-West Spain. *Compte Rendu Sixième Congrès International de Stratigraphie et de Geologie du Carbonifère*. Sheffield. 1275-1292.

- PALACIOS, T. y JENSEN, S. (2008). Estudio Bioestratigráfico del Dominio de Obejo-Valsequillo del sector de la Provincia de Badajoz. Geode Extremadura. *Informe inédito para el IGME*, 18pp.
- PALME, H. y O'NEILL, H.S.C. (2004). Cosmochemical estimates of mantle composition. In: *Treatise on Geochemistry, Volume 2: The mantle and core* (Carlson, R.W., ed. and Holland, H.D. y Turekian, K.K., exec. eds.), Elsevier-Pergamon, Oxford, 1-38.
- PARDO ALONSO, M.V. (1997). *Geología del Devónico meridional de la Zona Centroibérica*. Tesis Doctoral, Univ. Oviedo: 471 pp.
- PARGA PONDAL, I., PARGA PEINADOR, J.R., VEGAS, R. y MARCOS, A. (1982). Mapa Xeológico do Macizo Hespérico escala 1:500.000. *Publ. Área Xeol. Min. Seminario de Estudios Galegos*, Edicios do Castro, A Coruña.
- PASCUAL, E. (1981). *Investigaciones geológicas en el sector Córdoba-Villaviciosa de Córdoba*. Tesis, Universidad de Granada. pp, 521.
- PASCUAL, E. y PEREZ LORENTE, F. (1975). El magmatismo ácido superficial al sur de Villanueva del Rey- Villaviciosa de Córdoba (Sierra Morena. Córdoba). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 6: 15-30.
- PASCUAL, E. y PÉREZ LORENTE, F. (1987). La alineación o eje magmático de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada. In: F. Bea, A. Carnicero, J.C. Gonzalo, M. López Plaza y M.D. Rodríguez Alonso (eds.): *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Libro homenaje a L.C. García de Figuerola. Edit. Rueda, Madrid: 365-376.
- PECCERILLO, A. y TAYLOR, S.R. (1976). Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.



- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W. y TINDLE, A. G. (1984). Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25 (4): 956-983.
- PERCONIG, E. (1960-1962). Sur le constitution géologique de L'Andalousie occidental en particulier du bassin du Guadalquivir. (Espagne méridionale). In *livre á le memoire du Prof. P. Fallot. mem. h-série, S.G.F, 1* : 229-256.
- PERCONIG, E. (1964). La tectónica del Mioceno de la cuenca del Guadalquivir (España meridional). *Inst. Lucas Mallada. C.S.I.C. Cursos y conferencias. IX.* pp. 271-273.
- PEREIRA, M.F.; CHICHORRO, M.; WILLIAMS, I.S. y SILVA, J.B. (2008). Zircon U-Pb geochronology of paragneisses and biotite granites from the SW Iberian Massif (Portugal): evidence for a palaeogeographical link between the Ossa-Morena Ediacaran basins and the West African Craton. In: Emmih, N., Liégeois, J.P. (Eds.) *The boundaries of the West African Craton*, London, *Geological Society Special Publication*, 297: 385-408.
- PEREIRA, M.F.; SOLÁ, R.; CHICHORRO, M.; LOPES, L.; GERDES, A. y SILVA, J.B. (2012). North-Gondwana assembly, break-up and paleogeography: U-Pb isotope evidence from detrital and igneous zircons of Ediacaran and Cambrian rocks of SW Iberia. *Gondwana Research*, 22: 866-881.
- PEREIRA, Z.; FERNANDES, P. y OLIVEIRA, J.T. (2006). Palinoestratigrafía do Dominio Pulo do Lobo, Zona Sul Portuguesa. *VII Congresso Nacional de Geologia*, Estremoz, Universidade de Évora, Portugal.
- PEREIRA, Z.; MATOS, J.; FERNANDES, P. y OLIVEIRA, J.T. (2008). Palynostratigraphy and systematic palynology of the Devonian and Carboniferous successions of the South Portuguese Zone, Portugal. *Memorias Geológicas do Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação*, 34: 181 pp.

- PEREJÓN, A. (1977). Arqueociatos con túmulos en el Cámbrico Inferior de Córdoba (Sierra Morena Oriental). *Estudios Geol.*, 33: 545-555.
- PEREJÓN, A. (1989). Arqueociatos del Ovetiense en la sección del Arroyo Pedroche. Sierra de Córdoba, España. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 84: 143-247.
- PEREJÓN, A.; LIÑÁN, E. y QUESADA, C. (2004). Zona de Ossa-Morena. La evolución paleozoica. Sucesión preorogénica. Cámbrico. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 166-169.
- PÉREZ ESTAÚN, A.; BEA, F.; BASTIDA, F.; MARCOS, A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; ARENAS, R.; DÍAZ GARCÍA, F.; AZOR, A.; SIMANCAS, J.F. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (2004). La Cordillera Varisca Europea: El Macizo Ibérico. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 21-25.
- PÉREZ-LÓPEZ, A. (1991). *El Trías de facies germánica del sector central de la Cordillera Bética*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, pp 400.
- PÉREZ-LÓPEZ, A. y SANZ DE GALDEANO, C. (1994). Tectónica de los materiales triásicos en el sector central de la Zona Subbética (Cordillera Bética). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 7 (1-2): 141-153.
- PÉREZ LORENTE, F. (1979). *Geología de la Zona de Ossa-Morena al Norte de Córdoba (Pozoblanco-Bélmez-Villaviciosa de Córdoba)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada: 375 pp.
- PEYRE, Y. (1974). *Geologie d'Antequera et sa region*. Paris, Institut National Agronomique Paris-Grignon. Tesis Doctoral, pp 528.
- PIÇARRA, J.M. (2000). *Estudo estratigráfico do sector de Estremoz-Barrancos, Zona de Ossa-Morena, Portugal*. Ph. D. Thesis, Univ. Évora, Portugal, vol.1, 95 p.; vol. 2, 173 p. (inérita).

- PILLOLA, G.L. (1993). The Lower Cambrian trilobite *Bigotina* and allied genera. *Palaeontology*, 36: 855-881.
- PONCE, C.; SIMANCAS, F.; AZOR, A.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; BOOTH-REA, G. y EXPÓSITO, I. (2011). Deciphering the Early Variscan Collisional History of SW Iberia Through Quartz Microfabric in the Moura-Cubito Schists. In: Aredén D.G.A.M. y Johnson, S.E. (eds) *The Interrelationship Between Deformation and Metamorphism. Abstracts Volume*. Univ. Granada: 112-113.
- PONCE, C.; SIMANCAS, J.F.; AZOR, A.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; BOOTH REA, G. y EXPÓSITO, I. (2012). Metamorphism and kinematics of the early deformation in the Variscan suture of SW Iberia. *J. metamorphic Geol.*, doi:10.1111/j.1525-1314.2012.00988.x
- PONCE ESCUDERO, C.; SIMANCAS CABRERA, J.F.; AZOR, A.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; BOOTH REA, G. y EXPÓSITO, I. (en prensa). Kinematics of the Early Variscan deformation in SW Iberia. Enviado a *Tectonics*.
- QUESADA, C. (1983). El Carbonífero de Sierra Morena. In: C. Martínez Díaz (coord.): *Carbonífero y Pérmico de España*. X Congr. Int. Estr. Geol. Carb., Inst. Geol. Min. España, Madrid: 245-278.
- QUESADA, C. (1991). Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics* 185: 225-245.
- QUESADA, C. (1998). A reappraisal on the structure of the Spanish segment of the Iberian Pyrite belt. *Mineralium Deposita*, 33: 31-44.
- QUESADA, C.; APALATEGUI, O.; EGUÍLUZ, L.; LIÑÁN, E. y PALACIOS, T. (1990). Part V. Ossa Morena Zone. Stratigraphy. Precambrian. In: R.D. Dallmeyer y E. Martínez García (eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlín-Heidelberg: 252-258.

- QUESADA, C.; CUETO, L.A. y DALLMEYER, R.O. (1989). Nuevas dataciones absolutas en la zona Ossa-Morena: limitaciones que imponen a la evolución tectónica de la misma. XI Reunión Xeoloxia e Minería do NW Peninsular. *Evolución tectonometamórfica do Macizo Hespérico Peninsular, Abstr.:* 35-36.
- QUESADA, C. y DALLMEYER, R. D. (1989): Geochronological constraints to the structural evolution of the Badajoz-Córdoba belt. South-western Iberia. Massif. *Geol. Soc. Am Annu. Meeting, Abst. Prog.*, 21: A: 227.
- RAMÍREZ COPEIRO DEL VILLAR, J. y CRESPO ZAMORANO, A. (1975). Mapa y Memoria explicativa de la *Hoja nº 943 (Posadas)* del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000 (MAGNA). IGME.
- RAMSAY, J.G. (1967). *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw-Hill, New York, 568 pp.
- RIAZA, C. y MARTÍNEZ DEL OLMO, W. (1996). Depositional model of the Guadalquivir Gulf of Cadiz Tertiary Basin. In: *Tertiary basins of Spain*. Friend, P. and Dabrio, C.J. Eds. Cambridge University Press (In press).
- RIBEIRO, A. (1974). Contribution a l'étude tectonique de Tras-Os-Montes oriental. *Serv. Geol. de Portugal, mem. 24 (Nova serie)*, pp. 1-168.
- RIBEIRO, M.L.; MATA, J. y MUNHÁ, J. (1992a). Magmatismo do Paleozoico inferior de Portugal. In: J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra, I. Rábano (eds.), *Paleozoico inferior de Ibero-América*. Universidad de Extremadura: 377-395.
- RICCI LUCCHI, F. (1986). The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines. In: *Foreland Basins* (Ed. by P.A. Allen and P. Homewood). *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 8: 105-139.
- ROBARDET, M. (1976). L'originalité du segment hercynien sudibérique au Paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le nord de la

province de Séville (Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 283, série D: 999-1002.

ROBARDET, M. y GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (1990). Ossa-Morena Zone. 2.- Stratigraphy. 2.3.-Passive Margin Phase (Ordovician-Silurian-Devonian). In: DALLMEYER, R.D. y MARTINEZ GARCIA, E. (Eds.).- *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*: 267-272.

ROBARDET, M. y GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (2004). The Ordovician, Silurian and Devonian sedimentary rocks of the Ossa-Morena Zone (SW Iberian Peninsula, Spain). *Journal of Iberian Geology*, 30: 73-92.

RODRÍGUEZ GONZÁLEZ, R.M. (1999). Informe palinológico del Proyecto Investigación geológica y cartografía básica en la Faja Pirítica y áreas aledañas. Junta de Andalucía, inédito.

RODRÍGUEZ GONZÁLEZ, R.M. (2011). Análisis palinológicos de varias muestras de la zona Surportuguesa y Centroibérica. Informe inédito para el IGME.

ROLDÁN, F.J. (1988). *Estudio Geológico de las Unidades Neógenas comprendidas entre Espejo y Porcuna (provincias de Córdoba y Jaén). Depresión del Guadalquivir*. Tesis de Licenciatura. Inédita. Universidad de Granada. pp. 107.

ROLDÁN, F.J. (1995). *Evolución neógena de la Cuenca del Guadalquivir*. Tesis Doctoral, Granada: 259 pp

ROLDÁN, F.J.; APALATEGUI, O. y SÁNCHEZ CARRETERO, R. (en prensa a). Mapa y Memoria explicativa de la *Hoja nº 922 (Santa María de Trassierra)* del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), 2ª edición. IGME.

ROLDÁN, F.J.; APALATEGUI, O. y SÁNCHEZ CARRETERO, R. (en prensa b). Mapa y Memoria explicativa de la *Hoja nº 923 (Córdoba)* del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), 2ª edición. IGME.

- ROLDÁN, F.J.; APALATEGUI, O.; SÁNCHEZ CARRETERO, R. y CONTRERAS VÁZQUEZ, F. (en prensa). Mapa y Memoria explicativa de la *Hoja nº 942 (Palma del Río)* del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), 2ª edición. IGME.
- ROLDÁN, F.J. y GARCÍA CORTÉS, A. (1988). Implicaciones de materiales triásicos en la Depresión del Guadalquivir, Cordilleras Béticas (Prov. de Córdoba y Jaén). *II Congreso Geológico de España*. Granada. 1. pp. 189-192.
- ROLDÁN, F.J.; RUIZ ORTIZ, P. y MOLINA, J.M. (1988). Mapa y Memoria explicativa de la *Hoja nº 967 (Baena)* del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), ITGE.
- ROLDÁN, F.J. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J. (1991). Un ejemplo de cuenca piggy back asociada a la evolución neogena del frente de las Zonas Externas Béticas. *Comunicaciones. I Congreso del Grupo Español del Terciario*. Vic. pp. 297-300.
- ROLDÁN, F.J.; LUPIANI, E.; APALATEGUI, O. y CONTRERAS, F. (1992). Mapa Geológico Minero de Andalucía E.1:50.000. Hoja nº 942. Palma del Río. Junta de Andalucía. Consejería de Economía y Hacienda. Dirección General de Industria, Energía y Minas.
- ROMEO, I.; CAPOTE, R.; TEJERO, R.; LUNAR, R. y QUESADA, C. (2006a). Magma emplacement in transpression: The Santa Olalla Igneous Complex (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Journal of Structural Geology*, 28: 1821-1834.
- ROMEO, I.; LUNAR, R.; CAPOTE, R.; QUESADA, C.; DUNNING, G.R.; PIÑA, R. y ORTEGA, L. (2006b). U-Pb age constraints on Variscan magmatism and Ni-Cu-PGE metallogeny in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia). *J. Geol. Soc., London*, 163: 1-9.

- RUBIO ORDÓÑEZ, A.; VALVERDE VAQUERO, P.; CORRETGE, L.G.; CUESTA FERNÁNDEZ, A.; GALLASTEGUI, G.; FERNANDEZ GONZALEZ, M. y GERDES, A. (2012). An Early Ordovician tonalitic-granodioritic belt along the Schistose -Greywacke Domain of the Central Iberian Zone (Iberian Massif, Variscan Belt). *Geol. Mag.*: 13 pp. doi:10.1017/S0016756811001129
- RUBIO PASCUAL, F.J.; MATAS, J. y MARTÍN PARRA, L.M. (2011). Blueschists and early Variscan HP/L-IT Units in the Spanish Ossa Morena – South Portuguese Boundary. In: Areden D.G.A.M. y Johnson, S.E. (eds) *The Interrelationship Between Deformation and Metamorphism. Abstracts Volume*. Univ. Granada: 122-123.
- RUBIO PASCUAL, F.J.; MATAS, J. y MARTÍN PARRA, L.M. (2013). High-pressure metamorphism in the Early Variscan subduction complex of the SW Iberian Massif. *Tectonophysics*, 592: 187-199.
- RUDNICK, R.L. y GAO, S. (2004). Composition of the Continental Crust. In: *Treatise on Geochemistry, Vol. 3: The crust* (Rudnick, R.L., ed. and Holland, H.D. y Turekian, K.K., exec. eds.), Elsevier-Pergamon, Oxford, 1-64.
- SANTONJA, M. y QUEROL, M.A. (1989). Paleolítico inferior arcaico de la Depresión del Guadalquivir. *Trabajos de Paleolítico y Cuaternario*, Díaz del Olmo y Vallespí, Universidad de Sevilla, 39-52.
- SÁEZ MARTÍN, B. (1956). Noticiario Arqueológico Hispánico III y IV. Cuadernos 1 y 3, 219-223 y 232.
- SAGREDO, J. y PEINADO, M. (1992). Vulcanismo Cámbrico de la Zona de Ossa Morena. En: *Paleozoico Inferior de Ibero-America* (J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra e I. Rábano, Eds.), Univ. Extremadura, 567-576.
- SALAZAR RINCÓN, A. (en prensa). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. edición digital. *Hoja n.º. 984 (Sevilla)*. IGME

- SALMAN, K. (2002). *Estudio petrológico, geoquímico y geocronológico de los granitoides del área Monesterio-Cala, Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 232 pp.
- SÁNCHEZ CARRETERO, R.; CARRACEDO. M.; EGUÍLUZ, L.; GARROTE. A y APALATEGUI, O. (1989a). El magmatismo calcoalcalino del Precámbrico terminal en la Zona de Ossa- Morena (Macizo Ibérico). *Rev. Soc. Geol. España*, 2 pp. 7-21.
- SÁNCHEZ CARRETERO, R.; CARRACEDO. M.; GIL IBARGUCHI, J.I. y ORTEGA CUESTA, L.A. (1989b). Unidades y datos geoquímicos del magmatismo hercínico de la "Alineación de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada" (Ossa-Morena oriental). *Studia Geologica Salmanticensia*, 4: 105-130.
- SÁNCHEZ CARRETERO, R.; EGUÍLUZ, L.; PASCUAL, E. y CARRACEDO, M. (1990), Igneous rocks of the Ossa Morena zone, in Dallmeyer, R.D., and Martínez-García, E. (eds.). *Pre-Mesozoic geology of Iberia*: Berlin-Heidelberg, Springer-Verlag, p. 292–314.
- SÁNCHEZ GARCÍA, T.; BELLIDO, F.; PEREIRA, M.F.; LÓPEZ GUIJARRO, R.; QUESADA, C.; CHICHORRO, M.; SILVA, J.B. y PIN, CH. (2008). Expresión magmática temprana de un rift intracontinental en el margen de Gondwana durante el Cámbrico Inferior: Zona de Ossa Morena (SW Macizo Ibérico, Portugal, España). *Geo-Temas*, 10: 1417-1420. (ISSN: 1567-5172).
- SÁNCHEZ GARCÍA, T.; BELLIDO, F.; PEREIRA, M.F.; CHICHORRO, M.; QUESADA, C.; PIN, CH. y SILVA, J.B. (2010). Rift-related volcanism predating the birth of the Rheic Ocean (Ossa-Morena zone, SW Iberia). *Gondwana Research*, 17: 392-407.
- SÁNCHEZ GARCÍA, T.; BELLIDO, F. y QUESADA, C. (2003). Geodynamic setting and geochemical signatures of Cambrian–Ordovician rift-related igneous rocks (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Tectonophysics*, 365: 233– 255.



- SÁNCHEZ GARCÍA, T.; QUESADA, C.; BELLIDO, F.; DUNNING, F. y GONZÁLEZ DE TANAGO, J. (2008b). Two-step magma flooding of the upper crust during *rifting*: the early Palaeozoic of the Ossa-Morena Zone (SW Iberia). *Tectonophysics*, 461: 72-90.
- SÁNCHEZ GARCÍA, T.; QUESADA, C.; DUNNING, G.R.; PEREJÓN, A.; BELLIDO, F. y MORENO-EIRIS, E. (2007). New geochronological and geochemical data of the Loma del Aire Unit, Ossa- Morena Zone. *IGCP 497-Galicia Meeting 2007. Publicaciones del IGME*, 164-165.
- SANZ, T.; SAMPELAYO, H. y LEDESMA GARCÍA, F. (1975). Mapa y Memoria explicativa de la *Hoja nº 941 (Ventas Quemadas)* del Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), IGME
- SARMIENTO, G. N. (1993). *Conodontos ordovícicos de Sierra Morena (Macizo Hespérico meridional)*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid: 597 p. (no publicada).
- SARMIENTO G.N. y GUTIÉRREZ MARCO J.C. (1999). Microfósiles ordovícicos en olistolitos carboníferos de la cuenca del Guadiato, Adamuz (Córdoba). – *Temas Geológico-Mineros*, ITGE, 26: 580-584.
- SARMIENTO, G.N.; PIÇARRA, J.M. y OLIVEIRA, J.T. (2000). Conodontes do Silúrico (Superior?)-Devónico nos "Mármore de Estremoz", sector de Estremoz-Barrancos (Zona de Ossa Morena, Portugal). Implicações estratigráficas e estruturais a nível regional. *I Congresso Ibérico de Paleontologia/XVI Jornadas de la Sociedad española de Paleontología. VIII International Meeting of IGCP*, 421: 284-285.
- SARRIONANDIA, F. y CARRACEDO, M. (2007). Geocronología Rb-Sr y Sm-Nd del complejo plutónico de Valencia del Ventoso (Badajoz). *Geogaceta*, 41: 207-210.

- SCHÄFER, H. J. (1990). *Geochronological investigations in the Ossa-Morena Zone, SW Spain*. Ph. D. ETH, Zurich: 153 p.
- SCHÄFER, H.-J.; GEBAUER, D.; NÄGLER, TH. F. y EGUÍLUZ, L. (1993). Conventional and ion-microprobe U-Pb dating of detrital zircons of the Tentudia Group (Serie Negra, SW Spain): implications for zircon systematics, stratigraphy, tectonics and Precambrian- Cambrian boundary. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 113: 289-299.
- SCHÄFER, H.J.; GEBAUER, D.; NÄGLER, TH.F. y VON QUADT, A. (1988). U-Pb Zircon and Sm-Nd studies of various rock-types of the Ossa-Morena Zone (Southwest Spain). *2º Congr. Geol. Esp., Simp.*: 51-57.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1971). An outline stratigraphy of the Iberian-Pyrite Belt. *Bol. Geol. Min. España*, 82: 238-268.
- SCHMITT, M. (1983). Columnar stromatolites from the Lower Cambrian Pedroche Formation, Sierra Morena, S-Spain. *Bol., R., Soc., Esp., Hist., Nat., (Geol.)*, 80: 5-23.
- SCHNEIDER, M. (1939). *Altpaleozoikum bei Cala in der Weslichen Sierra Morena (Spanien)*. Diss. Math. Natrwiss Rak. Univ. Berlin, pp. 1-72.
- SIERRA, S. (2003). *Análisis estratigráfico de la cuenca permica del Viar (SO de España)*. Universidad de Huelva, Facultad de Ciencias Experimentales, Departamento de Geología. Tesis Doctoral (no publicada).
- SIERRA, S. y MORENO, C. (2004). Cuenca Pérmica del Viar. In: J.A. Vera (ed.), *Geología de España*: 214-215. Instituto Geológico y Minero de España.
- SIERRA, S.; MORENO, C. y GONZÁLEZ, F. (1999). Los abanicos aluviales de la cuenca permica del Viar (SO de España): Caracterización sedimentológica y petrográfica. *Geogaceta*, 25: 195-197.

- SIERRA, S.; MORENO, C. y GONZÁLEZ, F. (2000). El vulcanismo pérmico de la cuenca del Viar (SO de España). Caracterización de la Secuencia Volcanoclástica Gris. *Geogaceta*, 27: 159-162.
- SIERRA, S.; MORENO, C. y GONZÁLEZ, F. (2003). Coladas piroclásticas antiguas: un caso de estudio en la cuenca pérmica del Viar (SO de España). *Geogaceta*, 33: 83-86.
- SIERRO, F.J.; GONZÁLEZ, J.A.; DABRIO, C.J.; FLORES, J.A. y CIVIS, J. (1990). The Neogene of the Guadalquivir Basin (SW Spain). *Paleontología i Evolució*, 2: 210-250.
- SIERRO, F.J.; GONZÁLEZ, J.A.; DABRIO, C.J.; FLORES, J.A. y CIVIS, J. (1992). The Neogene of the Guadalquivir Basin (SW Spain). *Guía de las excursiones geológicas. III Congreso geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*. Salamanca. pp. 180-236.
- SILVA, J.B.; OLIVEIRA, J.T. y RIBEIRO, A. (1990). South Portuguese Zone. 3.- Structural Outline. In: DALLMEYER, R.D. y MARTINEZ GARCIA, E. (Eds.).- *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*: 348-362.
- SIMANCAS, J.F. (1983). *Geología de la extremidad oriental de la Zona Sudportuguesa*. Tesis Doctoral, Univ. Granada: 439 pp.
- SIMANCAS, J.F.; CARBONELL, R.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; PÉREZ ESTAÚN, A.; JUHLIN, C.; AYARZA, P.; KASHUBIN, A., AZOR, A.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; ALMODOVAR, G.R.; PASCUAL, E.; SÁEZ, R. y EXPÓSITO, I. (2003). Crustal structure of the transpressional Variscan orogen of SW Iberia: SW Iberia deep seismic reflection profile (IBERSEIS). *Tectonics*, 22(6), 1062, doi: 10.1029/2002TC001479, 2003.
- SIMANCAS, J.F.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; EXPÓSITO, I.; AZOR, A. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (2001). The structure of a major suture zone in the

- SW Iberian Massif: the Ossa-Morena/Central Iberian contact. *Tectonophysics*, 332: 295-308.
- SIMON, W. (1943). Zur Geschichte der spanischen Sierra Morena. 4. Variscische Sedimente der Sierra Morena. Die Viar Schichten. *Senckenbergiana*, 26 (5): 401-426.
- SIMON, W. (1953). Datos para la Historia de Sierra Morena. Sus Sedimentos Variscos. La Cuenca Carbonífera de Villanueva. Instituto Lucas Mallada, *Publicaciones Extranjeras*, 7: 49-68.
- STAUB, R. (1926). Gedarker zun Taktonik Spaniens. *Vierterjahrset d. Naturf. ges. Zurich*, 71: 196-261.
- STAUB, R. (1927). Ideas sobre la tectónica de España. *Real Academia de Ciencias de bellas letras y nobles artes de Córdoba*.
- STAUB, R. (1934). Der Dackenbau Südspaniens in den Betischen Cordilleren. *Vierterjahrset d. Naturf. ges. Zurich*, 79: 271-332.
- STRECKEISEN, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12: 1-33.
- SUÁREZ ALBA, J.; MARTÍNEZ DEL OLMO, W.; SERRANO OÑATE, A. y LERET VERDÚ, G. (1989). Estructura del sistema turbidítico de la Formación Arenas del Guadalquivir, Neógeno del Valle del Guadalquivir. Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo. *Libro homenaje a Rafael Soler*. Madrid. pp. 123-136.
- VALLESPÍ, E.; ÁLVAREZ, G.; AMORES, F. y ESCACENA, J.L. (1982). Complejos de cantos tallados y bifaces en el Bajo Guadalquivir: perspectivas de su estudio. *GETC, Univesidad de Sevilla*, 79-94.

- VALLESPÍ, E.; DÍAZ DEL OLMO, F.; ÁLVAREZ, G. y VALLESPÍ GARCÍA, E. (1988). Secuencia paleolítica del Bajo Guadalquivir. *Revista de Arqueología*, 82: 9-17.
- VALVERDE VAQUERO, P.; MATAS, J.; MARTÍN PARRA, L.M. y DÖRR, W. (en prensa). U-Pb dating of the Neoproterozoic Valsequillo granite: a clue for an “old” Serie Negra in the Obejo-Valsequillo Domain. Enviado a *Geologica Acta*.
- VAN DEN BOOGARD, M. y VÁZQUEZ GUZMAN, F. (1981). Conodont faunas from Portugal and southwestern Spain. Part 5. Lower Carboniferous conodonts at Santa Olalla del Cala (Spain). *Scripta Geol.*, 61: 1-8.
- VÁZQUEZ GUZMAN, F. (1967). Nuevas áreas devonianas en la zona occidental de Sierra Morena. *Not. y Com. del I.G.M.E.*, 97-98: 107-112.
- VÁZQUEZ GUZMÁN, F. y FERNÁNDEZ POMPA, F. (1976). Contribución al conocimiento del SW de España en relación con la prospección de magnetitas. *Memorias del IGME*, 89: 130 pp.
- VEGAS, R. (1971). Geología de la región comprendida entre la Sierra Morena occidental y las sierras del N de la provincia de Cáceres (Extremadura española). *Bol. Geol. Min.*, 82: 351-358
- VIGUIER, C. (1974). *Le Neogène de l'Andalousie nord-occidentale (Espagne). Histoire géologique du Bassin du Guadalquivir*. Th. d'Etat, Univ. Bordeaux, 435 pp.
- VERA, J.A. (1988). Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de las cordilleras Béticas. *Rev. Soc. Geol. España*; 1: 373-391.
- VERA, J. A., y MARTÍN-ALGARRA, A. (2004). Cordillera Bética y Baleares— Divisiones mayores y nomenclatura. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 348-350.

- WAGNER, R.H.; COQUEL, R. y BROUTIN, J. (1983). Micro and Megafloral Remains of Early Westfalian Age from Villanueva del Río y Minas (Prov. Sevilla, Spain). *Contributions to the Carboniferous Geology of the Iberian Peninsula*. Oporto. 241-251
- WAGNER, R.H.; COQUEL, R. y BROUTIN, J. (1983). Mississippian floras of the Sierra Morena, SW Spain: a progress report. In: *Contributions to the Carboniferous geology and paleontology of the Iberian Peninsula*. M.J. Lemos de Sousa (edt.): 101-126.
- WAGNER, R.H. y MAYORAL, E.J. (2007). The Early Permian of Valdeviar in Sevilla province, SW Spain: basin history and climatic/palaeogeographic implications. *Journal of Iberian Geology*, 33 (1): 93-124.
- WALKER, R.G. (1967). Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *Jour. Sed. Petrol.*, 37 (1): 25-43.
- WALKER, R.G. (1970). Review of the geometry and facies organization of turbidites and turbidite bearing basins. *Geol. Ass. Canada, Spec.*, 7: 219-251.
- WATTS, A.B.; KARNER, G.D. y STECKLER, M.S. (1982). Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 305 : 249-281.
- WEYANT, M. ; BRICE, D. ; RACHEBOEUF, P. R. ; BABIN, C. y ROBARDET, M. (1988). Le Dévonien supérieur du Synclinal du Valle (province de Séville, Espagne). *Revue de Paléobiologie*, 7: 233-260.
- WHITE, A. R. J. y CHAPPEL, B. W. (1983). Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 159: 21-34.
- WHITNEY, D.L. y EVANS, B.W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95 : 185–187.